

**JOSE MARIA CABALLERO DONOSO**

**LAS EPISIENITAS DE LA SIERRA DE GUADARRAMA: UN CASO  
SINGULAR DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL DE EDAD  
POST-HERCINICA**

**PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y MODELIZACIÓN TERMODINAMICA**

**DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA Y GEOQUIMICA  
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS  
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

**MADRID, 1993**

**REGISTRO GENERAL DE LA PROPIEDAD INTELECTUAL**

De conformidad con lo dispuesto en el Real Decreto Legislativo 1/1996, de 12 de Abril, por el que se aprueba el texto refundido de la Ley de Propiedad Intelectual, queda inscrita en este Registro General con el siguiente número, fecha y hora de presentación de primera inscripción, objeto del derecho y titular/es de los derechos económicos de explotación de la misma

Número : 1997/28/25703 Fecha presentación: 05-08-1997 Hora...: 10:01

Fecha de efectos de la inscripción ...: 05-08-1997

Objeto:

Totalidad de la obra, excepto mapas

Titular/es

CABALLERO DONOSO, José María

Nación: esp D.N.I./N.I.F./N. de I.: 76236660-D

La obra cuya clave, título, autor/es y demás circunstancias se expresan a continuación.

Número de inscripción: 00 / 1998 / 591 Sección: 1 N. Edición: Divulgada: S

Lugar divulgación: Madrid

Fecha divulgación: 18/11/1993

Clase de obra: Científica (Tesis doctoral)

Título .....

Los Episienitas de la sierra de Guadarrama: Un caso singular de alteración hidrotermal de edad Post-Hercinica

Subtítulo ...:

Petrología, Geoquímica y modelización termodinámica

Autor/es :

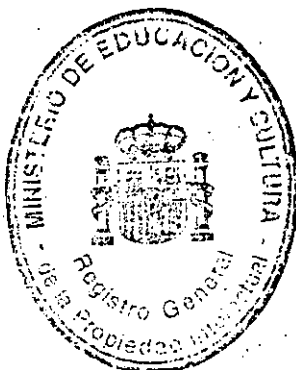
CABALLERO DONOSO, José María

Nación: esp D.N.I./N.I.F./N. de I.: 76236660-D

Número de R.P.I.....: M-63376

En Madrid, a veintidos de enero de mil novecientos noventa y ocho

EL REGISTRADOR GENERAL,



Manuel Sancho Soria

**LAS EPISIENITAS DE LA SIERRA DE GUADARRAMA: UN CASO  
SINGULAR DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL DE EDAD  
POST-HERCINICA**

**PETROLOGIA, GEOQUIMICA Y MODELIZACIÓN TERMODINAMICA**

Esta memoria ha sido elaborada en el Departamento de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, U.C.M., bajo la dirección de los Doctores César Casquet Martín, Catedrático de Universidad de la U.C.M., Fernando Tornos Arroyo, I.T.G.E., y Carmen Galindo Francisco, Profesora Asociada de la U.C.M., y presentada por José María Caballero Donoso para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas.

Madrid, 29 de Septiembre de 1993

El Doctorando

José María Caballero Donoso

VºBº Directores

César Casquet Martín

Fernando Tornos Arroyo

Carmen Galindo Francisco

**A mis padres y tía Manola**



Deseo expresar mi más profunda gratitud a todas aquellas personas e instituciones que, en mayor o menor medida, han hecho posible que esta memoria sea una realidad:

En primer lugar, al mejor equipo director posible, Dres. César Casquet, Fernando Tornos y Carmen Galindo, que han proporcionado el apoyo y entorno adecuado para el desarrollo de este trabajo, el cual se nutre del constante aporte intelectual, y frecuentemente manual, recibido de ellos, así como apoyado y animado como buenos amigos en los malos momentos. Por otra parte, creo que es el momento adecuado para pedirles perdón por todos los malos momentos que les he hecho pasar por mi mal humor y cabezonería.

Al Dr. José Manuel González Casado, una excepcional persona y amigo, y mejor geólogo estructural, cuya paciente dedicación y constante apoyo han hecho posible todo el análisis estructural desarrollado en la presente memoria.

Al Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid por permitir y facilitar el desarrollo de este trabajo en su seno.

Al Ministerio de Educación y Ciencia por la concesión de dos becas de investigación y financiación del trabajo a través del proyecto de investigación "La actividad hidrotermal tardihercínica en la Sierra de Guadarrama (S.C.E.)". nº PB88-0124.

A la Dra. Mercedes Muñoz, actual directora del Dpto. de Petrología y Geoquímica, por la resolución de problemas burocráticos y colaboración en la realización de análisis mineraloquímicos, así como por su constante apoyo.

A los Dres. Jose Luis Brändle y Angel de la Iglesia, del Instituto de Geología Económica del C.S.I.C., por su desinteresada colaboración en el análisis factorial y problemas informáticos varios el primero, y por su consejo y colaboración en la identificación de la ferri-clinoholmquistita sódica el segundo.

A María Isabel Sevillano, analista del Dpto. de Petrología y Geoquímica, por su predisposición y buen ánimo en resolverme cualquier problema analítico planteado.

Al Departamento de Metalurgia Física del C.E.N.I.M., y en especial a Ana Requibatiz y a la Dra. Paloma Adegá, por poner a mi disposición todo el tiempo del mundo y el equipo de microscopía electrónica del citado centro.

Al Dr. Ramón Casillas, Profesor Titular de la Universidad de La Laguna, y antiguo compañero de despacho, por su apoyo cartográfico en la zona de Navas del Marqués, por la tarea de análisis mineral realizada y por las continuos y fructíferos consejos dados en la etapa inicial de desarrollo del presente trabajo.

Al Dr. Norman Snelling, Director del Laboratorio de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad Complutense de Madrid, por poner a mi disposición el software necesario para los cálculos geocronológicos.

Al Dr. Luis Barbero, por los datos de microsonda aportados.

A la Dra. María José Pellicer del Dpto. de Petrología y Geoquímica y a Raquel Collado, compañera de fatigas en los primeros tiempos, por todo su apoyo.

A todos los miembros del Departamento de Petrología y Geoquímica que me han animado y apoyado.

Al Museo de Ciencias Naturales, al Dr. Bernard Guy (Univ. St. Etienne, Francia) y al Dr. Giancarlo Cavazzini (Centro di Studio per i problemi dell'orogeno delle Alpi Orientali, Italia) por la labor analítica en el trabajo fallido de datación a partir de isócronas de roca total.

A los Dres. Gerardo de Vicente y Antonio Rivas, del Dpto. de Geodinámica de la U.C.M., que han facilitado el equipo necesario para la realización de trabajo fotográfico incluido en esta memoria; y a la Dra. Magdalena Rodas, del Dpto. de Mineralogía y Cristalografía de la U.C.M. por su ayuda en la realización e interpretación de difractogramas.

A Mariví Romero, de la Biblioteca de la Facultad de Ciencias Geológicas de la U.C.M., por su predisposición a facilitarme en el menor tiempo posible todas las rarezas bibliográficas solicitadas.

A la Universidad de Oviedo por proporcionar la microsonda electrónica sita en sus instalaciones.

y por último, a todos mis amigos y familia por soportar estoicamente una situación nunca buscada, y frecuentemente no comprendida.

## ***INDICE***

## **I.- INTRODUCCION.**

I.1.- DEFINICION Y ANTECEDENTES.	1
I.2.- ANTECEDENTES REGIONALES.	6
I.3.- OBJETIVOS.	9
I.4.- METODOLOGIA.	9
I.5.- ABREVIATURAS MINERALES.	12
I.6.- ASPECTOS GEOLOGICOS DE LA SIERRA DE GUADARRAMA.	13

## **II.- ASPECTOS GEOLOGICOS.**

II.1.- ASPECTOS MACROSCOPICOS DE LAS EPISIENITAS	19
<u>II.1.a.- Geometría, localización y distribución de las episienitas</u>	19
<u>II.1.b.- Zonalidad interna.</u>	23
<u>II.1.c.- Aspectos texturales y estructurales macroscópicos.</u>	23
II.2.- ANALISIS ESTRUCTURAL.	25
<u>II.2.a.- Naturaleza de la deformación.</u>	25
<u>II.2.b.- Toma de datos.</u>	26
<u>II.2.c.- Técnicas de análisis.</u>	29
II.2.c.1.- Métodos que determinan el elipsoide de esfuerzos.	30
II.2.c.1.a.- Método de los diedros rectos.	30
II.2.c.1.b.- Métodos numéricos.	31
a) Método de Montecarlo.	32
b) Método de aproximaciones sucesivas.	33
c) Método de las redes de búsqueda.	34
d) Método de Reches.	34
II.2.c.2.- Métodos que determinan el elipsoide de deformación.	
Método de De Vicente.	35
<u>II.2.d.- Análisis de la deformación.</u>	36
II.2.d.1.- Análisis conjunto.	36
II.2.d.2.- Análisis por estaciones.	40
<u>II.2.e.- Encuadre geotectónico.</u>	47

## **III.- PETROGRAFIA Y MINERALOGIA.**

III.1.- CLASIFICACION PETROGRAFICA.	50
-------------------------------------	----

III.2.- ASPECTOS TEXTURALES.	55
<u>III.2.a.- Aspectos texturales. Episienitas primarias.</u>	55
<u>III.2.b.- Aspectos texturales. Episienitas retrogradadas.</u>	62
<u>III.2.c.- Aspectos texturales. Granitos rosa.</u>	64
<u>III.2.d.- Aspectos texturales. Modificaciones volumétricas.</u>	65
III.3.- MINERALOGIA.	65
<u>III.3.a.- Feldespatos.</u>	65
III.3.a.1.- Feldespato potásico.	67
III.3.a.2.- Plagioclasea.	68
<u>III.3.b.- Piroxenos.</u>	76
<u>III.3.c.- Anfíboles.</u>	80
III.3.c.1.- Anfíboles cálcicos.	80
III.3.c.2.- Ferri-clinoholmquistita sódica.	88
<u>III.3.d.- Micas.</u>	92
III.3.d.1.- Biotita.	93
III.3.d.2.- Taeniolita.	99
<u>III.3.e.- Cloritas.</u>	101
<u>III.3.f.- Epidota.</u>	106
<u>III.3.g.- Accesorios.</u>	108
III.3.g.1.- Granates.	108
III.3.g.2.- Esfena.	110
III.3.g.3.- Oxidos de Fe-Ti.	111
III.3.g.4.- Allanita.	112

#### IV.- CONDICIONES DE FORMACION P<sub>f</sub>-T.

IV.1.- TERMOMETRIA DE INTERCAMBIO.	115
<u>IV.1.a.- Cloritas.</u>	115
IV.1.a.1.- Geotermómetro de Cathelineau.	116
IV.1.a.2.- Geotermómetro de Walshe.	116
IV.1.a.3.- Resultados.	118
IV.2.- INCLUSIONES FLUIDAS.	120
<u>IV.2.a.- Introducción.</u>	121
<u>IV.2.b.- Inclusiones fluidas en episienitas.</u>	123
IV.2.b.1.- Episienitas piroxénicas.	124
IV.2.b.2.- Episienitas anfibólicas.	126
IV.2.b.3.- Episienitas biotíticas.	127

IV.2.b.4.- Episienitas cloríticas.	127
IV.2.b.5.- Granitos rosa.	129
<u>IV.2.c.- Discusión. Resultados.</u>	132

## **V.- GEOQUIMICA ELEMENTAL.**

V.1.- NORMALIZACION DE LOS ANALISIS.	136
<u>V.1.a.- Selección del método de normalización.</u>	136
<u>V.1.b.- Cálculo de las densidades.</u>	142
<u>V.1.c.- Normalizaciones empleadas.</u>	143
V.2.- GEOQUIMICA DE GRANITOIDES.	143
V.3.- GEOQUIMICA DE EPISIENITAS.	149
<u>V.3.a.- Elementos mayores.</u>	149
V.3.a.1.- Relaciones alteración/protolito.	150
V.3.a.2.- Diagrama Q1-F1 modificado.	155
V.3.a.3.- Análisis factorial Q-Modo extendido.	158
V.3.a.3.a.- Modelo.	160
V.3.a.3.b.- Relaciones elementales.	171
V.3.a.4.- Balance de masas.	175
V.3.a.4.a.- Bases del cálculo.	175
V.3.a.4.b.- Resultados.	176
<u>V.3.b.- Elementos traza.</u>	182
<u>V.3.c.- Tierras Raras.</u>	190
V.3.c.1.- Normalización al protolito. Características.	190
V.3.c.2.- Significado de los espectros de Tierras Raras.	193

## **VI.- GEOQUIMICA DE ISOTOPOS ESTABLES.**

VI.1.- MUESTREO.	201
VI.2.- UNIDADES.	204
VI.3.- FUNDAMENTOS TEORICOS.	205
<u>VI.3.a.- Control térmico.</u>	206
<u>VI.3.b.- Control bárico.</u>	207
VI.4.- METODOLOGIA.	208
<u>VI.4.a.- Termometría isotópica.</u>	208
<u>VI.4.b.- Aspectos cinéticos.</u>	209

VI.4.b.1.- Naturaleza de los sistemas hidrotermales.	209
VI.4.b.2.- Caracterización de sistemas hidrotermales en desequilibrio isotópico.	210
<b>VI.5.- FACTORES DE FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO.</b>	<b>211</b>
<u>VI.5.a.- Factores de fraccionamiento isotópico del O.</u>	<u>212</u>
VI.5.a.1.- Factores de fraccionamiento del O en piroxenos y magnetita.	216
VI.5.a.2.- Factores de fraccionamiento del O en epidota.	216
VI.5.a.3.- Factores de fraccionamiento del O en biotita.	217
VI.5.a.4.- Factores de fraccionamiento del O en anfíboles.	219
VI.5.a.5.- Factores de fraccionamiento del O en cloritas.	220
VI.5.a.6.- Efecto de la salinidad en el fraccionamiento isotópico del O.	221
<u>VI.5.b.- Factores de fraccionamiento isotópico del H.</u>	<u>222</u>
VI.5.b.1.- Factores de fraccionamiento del H en biotitas.	222
VI.5.b.2.- Factores de fraccionamiento del H en anfíboles.	222
VI.5.b.3.- Factores de fraccionamiento del H en epidotas.	224
VI.6.b.4.- Factores de fraccionamiento del H en cloritas.	225
VI.6.b.5.- Efecto de la salinidad sobre el fraccionamiento del H.	225
<b>VI.6.- TERMOMETRIA ISOTOPICA.</b>	<b>228</b>
<b>VI.7.- ASPECTOS CINETICOS.</b>	<b>233</b>
<u>VI.7.a.- Sistemas en equilibrio isotópico.</u>	<u>234</u>
<u>VI.7.b.- Sistemas en desequilibrio isotópico.</u>	<u>235</u>
VI.7.b.1.- Características de los sistemas retrogradados.	237
<b>VI.8.- NATURALEZA DEL FLUIDO.</b>	<b>242</b>
 <b>VII.- GEOCRONOLOGIA.</b>	
 VII.1.- INTRODUCCION.	 248
VII.2.- K/Ar.	251
<u>VII.2.a.- Selección de muestras y procedimiento analítico.</u>	<u>251</u>
<u>VII.2.b.- Resultados.</u>	<u>252</u>
VII.3.- Rb/Sr.	255
<u>VII.3.a.- Selección de muestras y procedimiento analítico.</u>	<u>255</u>
<u>VII.3.b.- Resultados.</u>	<u>256</u>
 <b>VIII.- MODELO FISICO-QUIMICO DE LOS PROCESOS DE EPISIENITIZACION.</b>	

VIII.1.- RESTRICCIONES GEOLOGICAS.	265
VIII.2.- SOPORTE TERMODINAMICO PARA LA MODELIZACION.	267
VIII.3.- MODELO FISICO-QUIMICO.	270

IX.- CONCLUSIONES.	279
--------------------	-----

X.- BIBLIOGRAFIA.	285
-------------------	-----

## ANEXOS.

### ANEXO 1.- DESCRIPCIONES PETROGRAFICAS.

### ANEXO 2.- ANALISIS FACTORIAL Q-MODO EXTENDIDO.

#### 2.1.- ANALISIS FACTORIAL Q-MODO: FUNDAMENTOS.

##### 2.1.a.- Nomenclatura.

#### 2.2.- ANALISIS FACTORIAL Q-MODO EXTENDIDO.

##### 2.2.a.- Desarrollo.

##### 2.2.b.- Base informática del cálculo.

### ANEXO 3.- ISOTOPOS ESTABLES: SISTEMAS ABIERTOS.

#### 3.1.- SISTEMAS DE ECUACIONES DIFERENCIALES LINEALES.

#### 3.2.- MODELIZACION.

##### 3.2.a.- Parámetros utilizados.

##### 3.2.b.- Sistemas modelizados.

### ANEXO 4.- TABLAS MINERALOGIA.

### ANEXO 5.- TABLAS GEOQUIMICA.

### ANEXO 6.- LAMINAS FOTOGRAFICAS.



***CAPITULO I***  
***INTRODUCCION***

### I.1.- EPISIENITAS: DEFINICION Y ANTECEDENTES.

El término **episienita** es utilizado por la escuela francesa para definir un granito totalmente decuarcificado, alcalinizado o no, por la acción de fluidos hidrotermales (Cathelineau, 1985). Este término fue empleado originalmente en la literatura, en el sentido que actualmente tiene, por Sarcia y Sarcia (1962). Es un término minero y deriva, en primera instancia, de la nomenclatura propuesta por Lacroix (1920) para rocas alteradas donde el protolito no es reconocible: se asocia el prefijo epi- (indicativo de epigénesis) al nombre de la roca composicionalmente más próxima a la observada.

Se dividen en dos tipos petrológicos, definidos por Leroy (1982) como:

**Episienitas feldespáticas:** Granitos decuarcificados en los que se observan neoformaciones de feldespatos alcalinos (feldespato potásico y/o albita). La biotita está cloritizada y la moscovita tiende a desaparecer.

**Episienitas micáceas:** Granitos decuarcificados con o sin neoformación de micas blancas. Estas rocas oscilan entre un polo donde feldespatos y micas graníticas permanecen estables a un polo donde feldespatos y micas graníticas están completamente moscovitizadas.

El primer término es aceptado por el conjunto de autores que han trabajado en este tema, aunque existen ciertas discrepancias: Michel (1983) considera que la cloritización es un proceso sobreimpuesto y para Cathelineau (1987a) la cloritización puede o no acompañar a los procesos de decuarcificación. En cuanto al segundo término, Michel (op.cit.) considera que la moscovita es heredada y el aspecto micáceo debido al relleno argilítico de los huecos dejados por el cuarzo. En todo caso, dado que las episienitas que aparecen en la Sierra de Guadarrama se encuadran dentro del primer tipo, el desarrollo de este apartado se centrará sobre el mismo.

El interés mostrado por la escuela francesa por estas litologías se explica por su asociación con mineralizaciones de uranio fundamentalmente (Moreau, 1980; Cathelineau, 1986), aunque también se asocian a mineralizaciones de W-Sn (Cheilletz y Giuliani, 1983), Au

(Cathelineau, 1986, Coveney, 1982) y Cu-Zn-Pb (Locutura y Tornos, 1985).

Este interés se ha plasmado en un conjunto de trabajos, con especial relevancia de los desarrollados entre 1978 y 1987, en los cuales se aborda el problema de la génesis de estas litologías.

En este sentido, Leroy (1978a) demuestra la relación entre este tipo de litologías con soluciones hidrotermales banales moderadamente salinas. La alteración tendría lugar en zonas deformadas abiertas no ligadas a macroestructuras, por la acción de fluidos moderadamente salinos a temperaturas comprendidas entre 350-400°, en un granito todavía caliente. La decuarcificación sería el resultado de un enfriamiento isobárico de la solución, tal que intersecta el campo de solubilidad retrógrada del cuarzo.

Martin (1981) y Michel (1983) identifican el proceso de episienitización como un proceso de decuarcificación puro, estimando que todos los demás procesos observados son o previos o tardíos. Por otro lado, confirman el control estructural de estos procesos.

Cheilletz y Giuliani (1982) asocian los procesos de episienitización a los últimos estadios de enfriamiento magmático, considerando las episienitas como el resultado de la acción de fluidos magmáticos en zonas fracturadas hidráulicamente, resultado de las sobrepresiones de fluidos ligadas al campo de esfuerzos local de la intrusión granítica.

Turpin (1984), en un trabajo basicamente de isótopos estables, asocia una alteración de tipo penetrativo a escala de macizo (cloritización) a la alteración episienítica (alteración intensiva). Los fluidos ligados a estos procesos son meteóricos y, en el caso de la episienitización, estima relaciones atómicas fluido/roca para oxígeno muy elevadas (de 30 a 40). Visualiza las columnas episieníticas como conductos de drenaje de fluidos procedentes de grandes volúmenes de rocas poco fracturadas pero permeables, e insinúa la posible presencia de fluidos descendentes en estas columnas.

**Lespinasse (1984)** demuestra el control estructural en estos procesos mediante un estudio macro- y microestructural. En este estudio relaciona las macroestructuras con planos de inclusiones fluidas en cuarzos graníticos, demostrando la validez de estos últimos como marcadores independientes de paleocampos de esfuerzos. Para este autor, las episienitas representan estructuras tensionales (macrogrietas de tensión) ligadas a grandes desgarres, cuyo volumen y forma también están controlados por la estructuración previa del macizo.

**Cathelineau (1987a)** recopila la información preexistente sobre esta temática y la completa en aspectos geocronológicos, inclusiones fluidas, termometría y geoquímica. Así mismo, intenta una comparación fallida con sistemas geotérmicos actuales. Las principales conclusiones del trabajo pueden resumirse en:

a) A partir de la información geocronológica propia y ajena (**Respaut, 1984; Turpin, 1985**) desliga claramente la alteración episienítica de la historia magmática, con una diferencia cronológica mínima entre la solidificación magmática y la alteración episienítica de unos 15 M.a.. También desliga la alteración episienítica de los procesos mineralizadores, actuando las episienitas como roca almacén.

b) Desarrolla un termómetro empírico basado en cloritas a partir del estudio de un sistema geotérmico actual (Los Azufres, México). A partir de esta termometría establece, al asumir la cloritización como un proceso asociado a la episienitización, un rango de temperaturas para este último de 300 a 400°C, y bajas presiones de fluido dada la escasa diferencia de las temperaturas obtenidas por geotermometría (cloritas) y las temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas obtenidas en cuarzos.

c) La variabilidad de las paragénesis de alteración es el resultado de la naturaleza del protolito y de variaciones de las condiciones fisico-químicas, principalmente la relación K/Na, pH y, en menor medida, fO<sub>2</sub>. Sin embargo, siempre se observan dos características comunes: decuarcificación y albitización de la plagioclasea.

d) Propone un diagrama geoquímico para el estudio de esta alteración y al mismo tiempo, una clasificación geoquímica. Ambos se explicarán en detalle en el capítulo IV.

e) Por último desarrolla un modelo termodinámico estático de automantenimiento de las condiciones de subsaturación en Si del fluido entrante, a temperaturas comprendidas entre 300 y 200°C. Este modelo se basa en un fluido clorurado rico en álcalis y subsaturado en Si, Al, Mg y Fe respecto al protolito. Para este autor, los cambios de densidad que observa en los fluidos asociados a estos procesos explica la subsaturación en Si de éstos. Considera que estas variaciones de densidad son el producto de variaciones P-T en el fluido, ya que las salinidades son similares para los distintos fluidos. Estas variaciones las interpreta como resultado de un proceso de mezcla entre fluidos de diferente temperatura preferentemente, descartando totalmente la influencia de la presión en trabajos posteriores (Cathelineau et al., 1988; Cathelineau y Lespinasse, 1989; Leroy et al., 1991). Es necesario señalar que el aumento de la solubilidad de SiO<sub>2</sub> para fluidos con densidades intermedias a los iniciales, descartada la componente de presión, está causada por la presencia de un campo de solubilidad retrógrada para el cuarzo en soluciones acuosas. Así pues, es básicamente el mecanismo propuesto por Leroy (1978a), excepto en que este autor asume un enfriamiento isobárico del fluido y Cathelineau (op.cit.) asume un proceso de mezcla.

La bibliografía posterior de estos autores desarrolla diferentes aspectos tratados en los trabajos anteriores, sin modificaciones conceptuales de importancia (Leroy, 1984; Pêcher et al, 1985; Lespinasse y Pêcher, 1986; Cathelineau, 1987b; Leroy y Turpin, 1988; Lespinasse, 1989; Turpin et al., 1990).

Existe otro conjunto de trabajos de carácter más especulativo, que proponen alternativas diferentes a las que se acaba de explicar:

Fonteilles y Pascal (1985a, 1985b) proponen la formación de estas litologías a partir de la depresurización de fluidos magmáticos, depresurización que implica la acidificación del fluido y, por tanto, la alcalinización de la roca afectada por el paso del fluido.

**Mergoil-Daniel et al. (1986, 1991)** asocian los procesos de episienitización a los procesos de fenitización, considerando su formación por la acción de fluidos alcalinos ricos en CO<sub>2</sub> de origen magmático profundo, con pH elevado resultante de procesos de ebullición. **Saavedra y Arenillas (1979)** avanzan una hipótesis similar para los procesos de rubefacción (episienitización) observados en el Sistema Central Español.

Como curiosidad, se cita la hipótesis de **Mora (1969)**. Para este autor el proceso de episienitización es esencialmente una transformación física. Este modelo asocia la formación de "sienitas", pórfidos y milonitas, considerando a todos ellos como tectonitas representativas de bandas de deformación a distintos niveles estructurales. Así, las "sienitas" se forman en zonas profundas de deformación plástica, mediante una pérdida de cuarzo por disolución bajo presión. Los pórfidos representan las litologías de zonas estructuralmente algo más altas, donde la deformación frágil (cataclasis) se continua con un proceso de recrystalización. Las milonitas representarían los niveles más altos, frios, donde la cataclasis es el único proceso de estructuración litológica. La transición entre milonitas y pórfidos vendría marcada por la presencia de microgranitos.

Los procesos de alcalinización asociados a la episienitización, especialmente de carácter sódico, hace converger petrográficamente episienitas y albitas (esto es, roca con al menos el 50% de albita). Esta convergencia es especialmente manifiesta con las "albitas lineares". Este término ha sido introducido por **Smirnov (1976)** y designa a cuerpos metasomáticos situados en zonas milonitizadas o brechificadas, ligadas a accidentes lineales profundos, que afectan a zócalos o conjuntos zócalo-cobertera, frecuentemente precámbricos y granitizados. Mineralógicamente, estas rocas se caracterizan por el predominio de la albita, asociada a piroxenos o anfíboles sódicos, y la desaparición del cuarzo primario. Generalmente afectan a granitoides (orto- o parametamórficos) y no presentan ninguna relación directa con ningún fenómeno magmático en particular aunque suelen presentar una proximidad espacial o temporal con manifestaciones magmáticas alcalinas (**Bauchau, 1987**).

Sin embargo, la bibliografía consultada diferencia claramente ambos tipos, al considerar

consustancial a la definición de episienita un carácter intragranítico y a la de albitita un carácter intrametamórfico (p.ej. Stein et al., 1980; Cathelineau, 1986; Bauchau, 1987; Maruejol, 1989).

## I.2.- ANTECEDENTES REGIONALES.

La existencia de litologías "sieníticas" en la Sierra de Guadarrama es conocida desde antiguo (ver la revisión de Mora, 1969). Sin embargo, a pesar del reconocimiento de su relativa abundancia (Aparicio et al., 1983), han sido objeto de escasos estudios detallados aunque sí de múltiples menciones poco precisas.

Aparte del trabajo de San Miguel et al. (1960), que delinea áreas de granitos rosas en el sector de Las Navas del Marqués, el primer estudio en detalle sobre las episienitas de la Sierra de Guadarrama es el de Mora (op. cit.). Este autor realiza un estudio petrográfico y geoquímico de carácter regional, centrado en las episienitas localizadas en granitoides, aunque también señala su presencia en el zócalo gneísico. Este autor reconoce la existencia de procesos progresivos de "sienitización" sobre todo tipo de granitoides, a favor de zonas fracturadas, con adquisición de tonos rojizos y geometrías tabulares zonadas. Describe el proceso de "sienitización" como una pérdida de cuarzo y asigna la formación de clorita, sericita, epidota y opacos a procesos tardíos. Plantea un modelo de formación de transformación en estado sólido, sin intervención de fluidos hidrotermales, como previamente se ha comentado.

Aparicio et al. (1975) realizan una breve descripción petrográfica de estas litologías y traza zonas de granitos enrojecidos en la zona de la Granja y en el sector comprendido entre Collado Villaba, San Lorenzo de el Escorial y Valdemorillo.

Aparicio et al. (1983) introducen por vez primera el término episienita en este sector. Avila Martins (1972) es el primer autor, dentro del Macizo Hespérico, que denomina a estas litologías como episienitas y dentro del Sistema Central Español (SCE), esta primacia parece

corresponder a Saavedra y Arenillas (1979b).

**Tornos y Casquet (1984) y Casquet y Tornos (1984)** detectan la presencia de episienitas asociadas a mineralizaciones de tipo skarn y achacan su formación al conjunto de transformaciones hidrotermales ligadas a estos últimos, siempre con carácter tardío.

**Locutura y Tornos (1985)** definen en el SCE mineralizaciones tipo "episienita", caracterizadas por su encajante común (granitoides) pero con asociaciones metálicas diferentes (Cu-Zn (U); Sn-W-Cu-Zn; Sn-W-Cu-Pb-Zn (Bi-U)).

**Tornos (1990)** realiza un extenso estudio petrológico y metalogénico de las episienitas asociadas a las mineralizaciones tipo skarn de la Sierra del Guadarrama. Propone un modelo general de formación para todo el cortejo hidrotermal asociado a los skarns, en el que las episienitas representan alteraciones distales de temperatura media, ligadas al establecimiento de un circuito hidrotermal tardío durante el enfriamiento de un plutón epizonal adyacente, a favor de fracturas mayores.

**Villaseca y Pérez-Soba (1989)** describen dos tipos episieníticos piroxénicos, uno de tipo "epimonzonítico" y otro de tipo peralcalino. El primer tipo presenta, a diferencia del resto de las episienitas de la Sierra de Guadarrama, estructura y texturas propias, diferentes a las del granito encajante. Para el primer tipo proponen una temperatura de formación superior a 500°C, "límite superior del campo de estabilidad de la microclina de baja temperatura" y un ambiente de formación epizonal, nunca superior a 600 bares, "para que la SiO<sub>2</sub> tenga un marcado cambio de solubilidad en fluidos hidrotermales tan calientes". Para el segundo tipo proponen una temperatura máxima de 450°C (límite superior de estabilidad de la riebeckita (Ernst, 1976)) y una presión confinante inferior a 500 bares, por comparación con otros granitos decuarcificados. La nomenclatura empleada por estos autores sigue fielmente la filosofía de **Lacroix (1920)**, sin embargo la definición de episienita prescinde de cualquier característica composicional, al definir cualquier granito decuarcificado, alcalinizado o no, independientemente de la paragénesis resultante.



A este conjunto de trabajos hay que añadir los desarrollados por el autor de la memoria, junto con el equipo de investigación en el que se integra, y en los que se analizan diferentes aspectos de los procesos de episienitización en la Sierra de Guadarrama, cuyas conclusiones han sido incluidas en esta memoria, modificadas o no (Caballero et al., 1990a; Caballero et al., 1990b; Caballero et al., 1991; Casquet et al., 1991; Tornos et al., 1991a; Tornos et al., 1991b; Caballero et al., 1992a; Caballero et al., 1992b; Casquet et al., 1992; Caballero et al., 1993a; Caballero et al., 1993b; González Casado et al., 1993a y González Casado et al., 1993b)

Existe otro conjunto de trabajos significativos desarrollados en la zona de Gredos:

Ugidos (1974) define en la zona de Béjar una serie de granitos rosas (Cta,Plg,Fdk,Zois-Clzois,  $\pm$ Q) (ver apartado I.4), producto de la transformación del granito encajante. Propone un mecanismo de autometasomatismo hidrotermal sódico para explicarlas, donde la red de fracturas controlan el movimiento de las soluciones. Más recientemente, Recio et al. (1992), en base fundamentalmente a un estudio de isótopos estables, inciden en la hipótesis de fluidos de origen deutérico procedentes del propio granito encajante, subsaturados en SiO<sub>2</sub>, para explicar la formación de estas "sienitas".

Saavedra y Arenillas (1979b) proponen la formación de granitos rubefactados (enrojados y alcalinizados) a partir de fluidos alcalinos a P<sub>f</sub> por encima de 1-2 kb y temperaturas entre 350 y 500°C. Para estos autores, las episienitas son una facies totalmente desprovistas de cuarzo de los granitos rubefactados. Los fluidos procederían de niveles profundos y no de diferenciados de granitos ácidos como proponen en otro trabajo del mismo año (Saavedra y Arenillas, 1979a). En este último trabajo sitúa estos procesos en el Pérmico Inferior.

Por último, Ubanell (1981) divide la población de episienitas en dos grupos estructurales, el primero se relacionaría con la intrusión de la red de pórfidos y del segundo solo precisa que serían posteriores.

### **I.3.- OBJETIVOS.**

A excepción de algún trabajo puntual, especialmente los de Mora (1969), Locutura y Tornos (1985) y Tornos (1990), la información bibliográfica existente sobre las episienitas en la Sierra de Guadarrama se reduce a meras anotaciones sobre la existencia de estas litologías o a una descripción petrográfica, sin mayor profundización. Por otra parte, sobre todo a partir de la realización de la cartografía MAGNA en la Sierra de Guadarrama por parte, entre otros, del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid, se constata la abundante presencia de estas litologías en este área, aunque generalmente se obvia su descripción y localización en las memorias realizadas.

Dada la posible importancia de estos procesos en este sector del Macizo Hespérico, junto al desconocimiento en detalle de estas litologías, se planteó en su momento su estudio, con carácter regional, con el objeto de precisar "grosso modo" su significado dentro de la historia geológica del sector de estudio, así como determinación de sus características.

Los objetivos, genéricos dado el carácter pionero del trabajo, originalmente planteados son tres:

- 1.- Localización y distribución de las episienitas en la Sierra de Guadarrama en los granitoides de la Sierra de Guadarrama.*
- 2.- Caracterización de las litologías localizadas.*
- 3.- Modelización preliminar de los procesos, con dos vertientes:*
  - a) Significado de estos procesos en la historia geológica del sector estudiado.*
  - b) Naturaleza del fenómeno hidrotermal.*

### **I.4.- METODOLOGIA.**

La resolución de los problemas planteados se ha realizado mediante la integración de las siguientes técnicas: Cartografía Geológica; Petrografía y Mineraloquímica; Análisis estructural; Microtermometría de inclusiones fluidas; Geoquímica elemental de roca total; Geoquímica isotópica mineral; Geocronología y Termodinámica, con apoyo de técnicas de programación para la resolución de problemas concretos.

La procedencia de los datos utilizados en la memoria, así como las técnicas de obtención, es la siguiente:

Cartografía geológica a partir de la base cartográfica 1:50.000 del área de estudio, mediante la realización de itinerarios utilizando preferentemente la red viaria existente. En esta etapa se ha efectuado el reconocimiento, posicionamiento, descripción macroscópica y mesoscópica y recopilación de datos estructurales de los cuerpos episieníticos localizados. Así mismo, se ha realizado una cartografía de detalle a escala 1:10.000 de un área seleccionada.

Análisis microtextural y mineral mediante microscopía óptica y electrónica (microcopio electrónico de barrido) de las muestras previamente seleccionadas sobre afloramiento. La microscopía electrónica de barrido ha sido realizada en el Servicio de Microscopía del Centro Nacional de Investigaciones Metalúrgicas del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, y en el Centro de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense de Madrid.

Análisis mineraloquímico puntual mediante microsonda electrónica. Se ha realizado preferentemente en la microsonda modelo CAMEBAX SX50 de los Servicios Centrales de la Universidad de Oviedo, con las siguientes condiciones analíticas de rutina: 15 Kv de tensión de aceleración, 15 nA de intensidad de haz, 10 s para el pico y 5 s para el fondo de tiempos de excitación y 3 micras de diámetro de haz. Puntualmente, algunos análisis han sido realizados por los doctores Ramón Casillas, César Casquet, Mercedes Muñoz y Luis Barbero. El primero en el Laboratorio de asociación N° 10 del C.N.R.S.-Universidad de Clermont-Ferrand; el segundo en las empresas CAMECA de Paris y JEOL de Tokio, la tercera en la Universidad de Granada y el cuarto, en la Universidad de Oviedo. Por otra parte, también se han efectuado un

cierto número de análisis EDX en los servicios de microscopía electrónica mencionados en el párrafo anterior.

El anterior análisis mineraloquímico se ha complementado con la determinación puntual de Li y Zn sobre concentrados minerales, mediante técnicas de vía húmeda (Fotometría de llama e I.C.P. respectivamente. Por otra parte, el contenido en H<sub>2</sub>O de dos concentrados minerales ha sido determinado mediante termogravimetría (termobalanza STANTON 850) por el Instituto de Materiales del C.S.I.C.

Los concentrados minerales utilizados en los diferentes análisis han sido obtenidos mediante técnicas clásicas de separación magnética, líquidos densos y purificado manual final.

El análisis químico de roca total, previo machacado con cuarteamientos intermedios, ha sido realizado mediante:

a) Espectrometría de fluorescencia de Rayos X (PV 1410 PHILLIPS) sobre perlas para mayores (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3,1</sub>, MgO, CaO, MnO, TiO<sub>2</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) y pastillas de polvo prensadas para menores (Ba, Cu, Ga, Nb, Rb, Sr, Th, Y, Zn, Zr y Pb) siguiendo los métodos propuestos por Brändle y Cerqueira (1975) y Cerqueira y Bermudez (1978); técnicas de vía húmeda para la determinación de FeO (titración) y álcalis (fotometría de llamas), mediante la rutina definida en el laboratorio de geoquímica del Departamento de Petrología de la U.C.M.; y determinación de P.F. por calcinación.

b) Espectroscopía I.C.P. realizada por el Servicio de Análisis de Rocas y Minerales del C.N.R.S. (Nancy, Francia) para la determinación de los elementos mayores y menores antes mencionados de parte de las muestras empleadas, así como la determinación de Tierras Raras. Por otra parte, se han obtenido datos de algunos elementos menores (Ag, Sn y Li), analizados mediante activación neutrónica por los Laboratorios XRAL (Toronto, Canadá).

El conjunto de análisis ha sido normalizado mediante la corrección de los obtenidos en FRX, mediante el empleo de patrones internos analizados simultáneamente mediante I.C.P.

El análisis microtermométrico de inclusiones fluidas ha sido realizado en una platina

calentadora-crioscópica CHAIXMECA, montada sobre un microscopio LEITZ Laborlux

Los análisis de isótopos estables han sido realizados por el SURRC (Scottish Universities Research and Reactor Center) (Glasgow, U.K.). La rutina seguida se describe en Jenkin et al. (1989).

Las determinaciones K/Ar han sido realizadas por la Dra. Carmen Galindo en las instalaciones del Instituto de Geología Económica (C.S.I.C.) y Universidad Complutense de Madrid. El Ar ha sido analizado en un espectrómetro de masas Micromass 6 utilizando una técnica "en línea". El K ha sido determinado por duplicado mediante descomposición ácida convencional y espectroscopía de absorción atómica.

Las determinaciones Rb/Sr han sido también obtenidas por la Dra. Carmen Galindo en las instalaciones del NERC Isotope Geosciences Laboratory (Keyworth, U.K.). Las relaciones isotópicas para Rb y Sr han sido obtenidas mediante dilución isotópica utilizando "spikes" concentrados en  $^{87}\text{Rb}$  y  $^{84}\text{Sr}$  respectivamente. Todas las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  han sido corregidas para una relación  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$  de 0.1194 y el error para las relaciones  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  se ha estimado en  $\pm 5\%$ . Los concentrados de Rb y Sr han sido obtenidos mediante técnicas cromatográficas y las relaciones isotópicas han sido obtenidas en un espectrómetro de masas VG354.

El lenguaje informático utilizado para la elaboración del conjunto de programas propios empleados en la elaboración de la presente memoria es el FORTRAN 77. La compilación y ejecución se han realizado normalmente en ordenadores personales compatibles con el standard IBM.

### **I.5.- ABREVIATURAS MINERALES.**

Las abreviaturas de minerales empleadas en la memoria son:

Ab.- Albita	Act.- Actinolita	All.- Allanita	An.- Anortita
Anf.- Anfibol	Ant.- Anatasa	Ap.- Apatito	Bt.- Biotita
Clzois.- Clinozoisita	Cta.- Clorita	Di.- Diopsido	Eg.- Egirina
En.- Enstatita	Epd.- Epidota	Esf.- Esfena	
FCHS.- Ferri-clinoholmquistita sódica		Fd.- Feldespato	FdK.- Feldespato potásico
Feact.- Ferroactinolita	Fs.- Ferrosilita	Hd.- Hedembergita	Hs.- Hastingsita
Hd.- Hedembergita	Hs.- Hastingsita	Jd.- Jadeita	Mc.- Microclina
Mt.- Magnetita	Plg.- Plagioclasa	Q.- Cuarzo	Taen.- Taeniolita
Trem.- Tremolita	Wo.- Wollastonita	Zois.- Zoisita	

### I.5.- ASPECTOS GEOLOGICOS DE LA SIERRA DE GUADARRAMA.

La zona de estudio se sitúa en la parte oriental del Sistema Central Español (SCE), concretamente en la Sierra de Guadarrama (SG), entendiendo como tal el área limitada al Este por la banda de cizalla de la Berzosa, al Oeste por el afloramiento metamórfico de la Cañada y a Norte y Sur por las cuencas sedimentarias terciarias del Duero y Tajo. El SCE es un bloque del basamento hercínico elevado en el Mioceno Medio (fase Guadarrama), con estructura en horst y grabens invertidos de dirección ENE-OSO (Capote et al., 1990; De Vicente et al., 1992).

Desde el punto de vista de la arquitectura de la cadena hercínica, esta zona se sitúa en la parte más interna de la misma, Zona CentroIbérica de Julivert et al. (1974) y presenta una geometría de tipo "Core Complex", resultante de la tectónica extensional tardihercínica. Concretamente, el Guadarrama ocupa el núcleo de la estructura; las zonas estructuralmente más someras se sitúan a Norte (Macizo de Honrubia), Sur (Macizo de Toledo) y Este (Macizo de Hiendelaencina), separadas del núcleo por importantes accidentes extensionales. El Guadarrama está formado por un conjunto de materiales metamórficos de alto grado y abundantes cuerpos ígneos tardihercínicos, emplazados durante la etapa extensional (Casquet et al., 1988).

El conjunto metamórfico del Guadarrama es mayoritariamente de alto grado, aunque

existe algún pequeño sector de grado medio (límites con la zona de Cizalla de la Berzosa y sector Sur del conjunto Escorial-Villa del Prado). Está formado por materiales paraderivados Precámbricos y Paleozoicos, con alguna intercalación metavolcánica, intruidos por abundantes granitoides (ortogneises) de edad Ordovício Inferior (Viallette et al., 1987; Macaya et al., 1991). Este conjunto está estructurado por tres fases principales de deformación hercínica, que dan lugar a pliegues sinquistosos y zonas de cizalla N-S, retocados por una cuarta fase, posiblemente asociada a la tectónica extensional subsiguiente, con estructuras N-S y E-O (Capote et al., 1981; Capote, 1985; González Casado, 1987; Casquet et al., 1988; Doblas, 1991).

El conjunto ígneo hercínico está formado fundamentalmente por cuerpos plutónicos aunque este sector del SCE también se caracteriza por la presencia de un complejo filoniano bien desarrollado a escala regional.

El conjunto plutónico, emplazado con posterioridad a las fases mayores de deformación hercínica, está formado mayoritariamente por granitoides (monzogranitos a leucogranitos) peraluminicos, aunque tambien se reconocen contados cuerpos de tendencia básica (dioritas a tonalitas), que constituyen una asociación cafémica calcoalcalina (Brandebourger et al., 1983; Brandebourger, 1984; Villaseca, 1985 y Fúster y Villaseca, 1987). Casillas et al. (1991) distinguen siete agrupaciones plutónicas, en función del contenido en elementos menores, especialmente Tierras Raras:

- a) Tipos gabroideos ( $G_1$ )
- b) Tipos granodioríticos-monzograníticos ( $G_2$ ,  $G_3$ ,  $G_4$ )
- c) Tipos leucograníticos ( $G_5$ ,  $G_6$ ,  $G_7$ )

de los cuales  $G_2$ ,  $G_3$  y  $G_5$  son los más importantes volumétricamente.

El grupo  $G_1$  abarca todos los tipos básicos encontrados, siempre con carácter precoz en este segmento de la cadena.

El grupo G<sub>3</sub> está formado por granodioritas y monzogranitos, que forman grandes cuerpos (La Granja, Navas del Marques) elongados segun una dirección N-S, y que ya previamente se habían identificado pertenecientes a una asociación aluminó-cafémica de tendencia monzonítica (Casillas, 1989).

El resto de los grupos establecidos representarían la asociación de tendencia aluminica previamente establecida por Brandebourger et al. (op. cit.); Brandebourger (op. cit.); Villaseca (op. cit.) y Fúster y Villaseca (op. cit.). De este conjunto, el grupo G<sub>2</sub> engloba los grandes cuerpos monzograníticos que constituyen el gran conjunto plutónico de este sector de la cadena (Hoyo de Pinares, Sierra del Frances, Alpedrete, etc.); el grupo G<sub>5</sub>-los grandes cuerpos graníticos (p. ej. Pedriza) y el resto de los grupos abarcan cuerpos plutónicos (granitos, leucogranitos y monzogranitos) con menor expresión superficial en este área.

El problema de la edad del plutonismo antes citado ha sido analizado por diferentes autores. Las dataciones existentes abarcan un dilatado intervalo temporal, desde los 345 Ma (Carbonifero Inferior) hasta los 275 Ma (Pérmico Inferior) (Viallette et al., 1981; Ibarrola et al., 1987; Pérez-Soba, 1991 y Casillas et al., 1991).

Dada la importancia que tienen estas dataciones con vistas a precisar las relaciones temporales entre la episienitización y el magmatismo, es necesaria una revisión de éstas, especialmente la del monzogranito de La Granja, cuya edad de 275 Ma es la más reciente de las existentes (Ibarrola et al., 1987).

1) Por un lado, la isócrona se ha obtenido con cuatro muestras, una de ellas repetida, y presenta un rango de variación para la relación  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  de 3 unidades.

2) Se ha estimado una edad de  $296 \pm 6$  Ma (MSWD = 0.22) (Galindo, com.per.) para un dique de pórfido granítico con dirección E-O en la zona de Colmenar Viejo. Elementos de esta red cortan a este monzogranito. Sin embargo, esta edad no tiene porqué ser representativa para todo el conjunto filoniano granitoideo E-O.



3) Los procesos de episienitización, que también afectan a este cuerpo, tienen un carácter "isócrono" a nivel regional, con una edad media de 277 Ma (ver capítulo VII).

4) Casillas et al. (1991) avanzan edades de varios cuerpos de la asociación monzonítica anteriores a los 300 Ma. Sin embargo, se desconoce las características de las isócronas calculadas.

Estas consideraciones, con las dataciones obtenidas por Pérez-Soba (op. cit.) y Casillas et al. (op. cit.) sugieren que el límite inferior para la intrusión de los grandes cuerpos granitoideos, incluidos aquellos de tendencia monzonítica, podría desplazarse hacia los 300 Ma, a los que sucedería una serie de pequeños cuerpos de naturaleza leucogranítica, con edades de hasta 284 Ma, lo que supone un emplazamiento simultáneo y/o posterior, al menos en parte, a la red filoniana granitoidea de direcciones E-O.

El complejo filoniano presenta tres asociaciones geoquímicas (Huertas, 1991):

- a) Pórfidos granitoideos, con tipos entre tonalíticos y leucograníticos.
- b) Asociación microdiorítica, con tipos dioríticos y cuarzodioríticos.
- c) Asociación monzonítica, con tipos entre gabroideos y monzograníticos.

La primera es la más desarrollada a escala regional (ver mapa adjunto) y se presenta como enjambres filonianos con direcciones E-O y algún dique N-S, con carácter tardío respecto a los anteriores. Como previamente se ha comentado, en un dique de dirección E-O se ha obtenido una edad de  $296 \pm 6$  Ma.

La segunda, menos desarrollada, también presenta direcciones E-O, desconociéndose las relaciones cronológicas con la anterior asociación, aunque puntualmente se han observado procesos de hibridación entre tipos porfídicos y microdioríticos.

La tercera asociación sólo aparece en un área entre las poblaciones de Guadarrama,

Collado Villalba y Navacerrada. Presentan direcciones NE-SO y edades K/Ar (roca total) entre  $245 \pm 7$  y  $220 \pm 5$  Ma (Galindo, com.pers.).

El conocimiento del régimen tectónico tardihercínico es especialmente interesante dado el control estructural que presentan los procesos de episienitización. Sin embargo, los estudios realizados hasta el momento son generalistas y contradictorios, entre otras razones por la falta de datos geocronológicos.

En general se coincide en una primera etapa extensional, inmediatamente posterior a las principales fases de deformación hercínicas y que controla los procesos de emplazamiento plutónico, con la intervención, conforme aumenta el levantamiento y denudación de la cadena, de estructuras progresivamente más frágiles. Sin embargo, existen discrepancias en cuanto a su finalización.

Capote et al. (1987) y Doblas (1991) consideran que la red filoniana intruye bajo un régimen tectónico transicional entre el régimen extensional previamente establecido, a otro de tipo compresivo; el último autor estima una edad Pérmico Medio para este tránsito al considerar que la formación y colmatación de las pequeñas cuencas pérmicas situadas en el entronque del SCE con la Cordillera Ibérica (Pálmaces, Tamajón, Valdesotos-Tamajón, Noviales y Atienza) están todavía controladas por este régimen extensional. A estas cuencas se les asignan una edad Pérmico Inferior, a partir de la flora Autuniense de la cuenca de Tamajón (Sopeña, 1979) y la edad de  $287 \pm 12$  Ma de las andesitas basales de la cuenca de Atienza (Hernando et al., 1980).

En cambio, Casquet et al. (1988) y Sopeña et al. (1988) asumen el modelo de Arthaud y Matte (1977), desarrollado para el Macizo Hespérico por Vegas y Banda (1982). Este modelo postula la existencia de un régimen compresivo para el Pérmico Inferior resuelto en una megacizalla de carácter dextral. El conjunto de fracturas de desgarre conjugadas en el interior del macizo controlarían la intrusión de la red filoniana y la formación y colmatación de las cuencas pérmicas antes citadas. Este modelo supone situar el final del régimen extensional en el límite Permo-Carbonífero.

Más recientemente, **Pérez Mazario et al. (1992)**, mediante un análisis sedimentario y de dirección de aporte en las cuencas de Atienza y Noviales, las cuales están controladas por la falla de Somolinos (NO-SE), establecen un régimen tectónico variable para esta falla. La secuencia inferior, en la que intercalan las extrusiones andesíticas, están controladas por movimientos dextrales, las secuencias superiores en cambio, están controlados por movimientos verticales no direccionales. A pesar de este régimen tectónico cambiante, no desligan la colmatación de estas cuencas del modelo general definido por **Arthaud y Matte (op.cit.)** para el Pérmico Inferior.

La existencia de este régimen compresional resuelto en desgarres no es negado por **Doblas (1991)** pero si tiende a desplazarlo hacia edades más recientes, al considerar que entre el régimen extensional tardihercínico y este régimen transcurrente de carácter frágil, también tardihercínico, se instala un régimen transcurrente con carácter dúctil, dominado por esfuerzos compresivos hercínicos de dirección E-O, que vuelven a ser predominantes tras el colapso gravitatorio de la cadena.

El inicio del periodo extensional con el que se inicia el Ciclo Alpino, con direcciones de extensión NE-SO, se situaría en el Pérmico Superior (**Vegas y Banda, op.cit.; Sopeña et al., op. cit.**).

***CAPITULO II***  
***ASPECTOS GEOLOGICOS***

### **II.1.- ASPECTOS MACROSCOPICOS DE LAS EPISIENITAS.**

Dado el carácter exploratorio del trabajo realizado, se ha optado por recorridos a lo largo de la red viaria de la zona de estudio. La densidad de la red ha permitido el reconocimiento de 187 cuerpos episieníticos desarrollados sobre granitoides (ver mapa adjunto). Hay que hacer constar que las condiciones de afloramiento sobre superficies de erosión suelen ser pésimas, haciéndose necesario recurrir a taludes artificiales para el estudio de los cuerpos episieníticos. La mala calidad de los afloramientos, junto a una geometría muy irregular, ha condicionado en gran medida la precisión de los datos de dirección, de aquí que en algún caso, las direcciones dadas son direcciones aproximadas y en otros, haya sido imposible cualquier estimación de éstas.

Por otra parte, con objeto de ilustrar la complejidad de los enjambres episieníticos, se ha añadido la cartografía detallada del área comprendida entre Otero de Herreros y Ortigosa de los Montes (Segovia) (fig. 2.1).

#### **II.1.a.- Geometría, localización y distribución de las episienitas.**

Las episienitas se presentan como cuerpos elongados, subverticales, con tendencia a geometrías tabulares, y frecuentemente anastomosados, agrupándose en enjambres más o menos densos. Puntualmente, es posible observar geometrías en pipa.

La potencia y longitud de estos cuerpos es variable, como se puede observar en la figura 2.1. Las potencias oscilan entre unos centímetros a varios centenares de metros y longitudes desde métricas a hectométricas aunque los enjambres episieníticos pueden presentar longitudes kilométricas. En la figura 2.1 puede observarse que los grandes cuerpos pueden asimilarse a zonas de coalescencia de cuerpos elongados menores, con direcciones mejor definidas.

Las episienitas desaparecen en profundidad, careciendo de raíces reconocidas

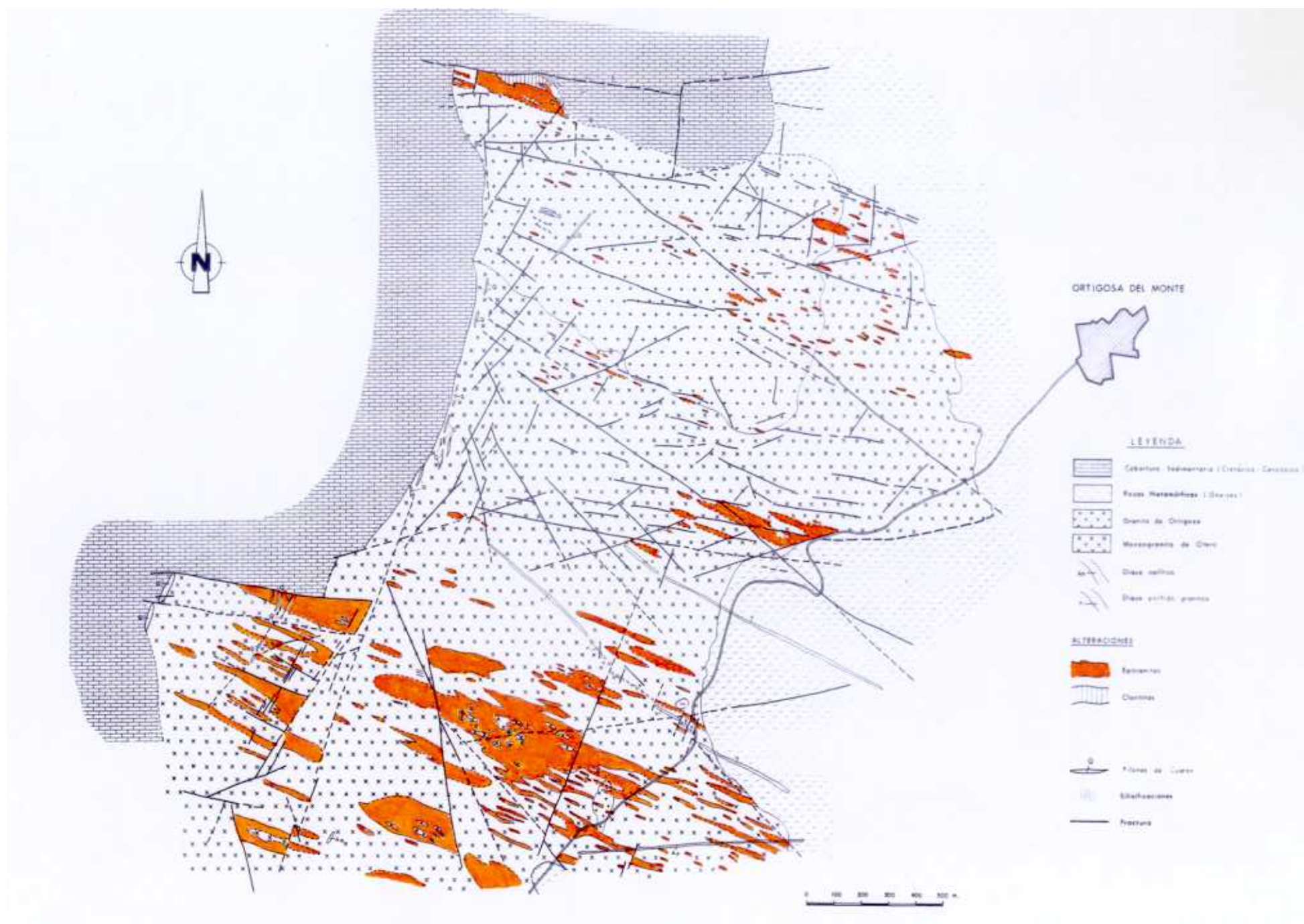
visualmente, como se puede observar en la zona occidental de La Pedriza (Manzanares el Real, Madrid). Esta ausencia de raíces es común a las episienitas del Macizo Central Francés, cuya geometría es conocida con precisión, debido a su laboreo para la explotación de uranio (p. ej. ver Leroy, 1982). En esta zona también es posible observar una distribución controlada por la altitud, concentrándose las episienitas entre las cotas 1500 y 1700 m.

El mapa adjunto a esta memoria muestra la distribución regional de las episienitas. En este mapa se marcan con rectángulos los cuerpos episieníticos en los que se ha podido estimar su dirección de elongación y con un círculo, aquellos en los que no ha sido posible. Como se observa, muestran una distribución irregular, dependiente en parte de las condiciones de afloramiento para cada área. Sin embargo, si se puede reconocer una mayor densidad en el sector oriental de la región estudiada y un significativo decrecimiento en su aparición en el sector occidental, sector donde están muy bien desarrollados los grandes enjambres filonianos.

Las episienitas afectan a todos los tipos de granitoides plutónicos y, aunque no tratado en esta memoria, al encajante metamórfico. No se observa ninguna relación con la geometría local de los granitoides sobre los que se instalan, siendo frecuente que un mismo enjambre afecte a más de un granitoide simultáneamente, como se puede observar en la figura 2.1. Este hecho, junto a su distribución regional y su uniformidad direccional, apuntan claramente a una desconexión temporal y genética entre el plutonismo y los procesos de episienitización.

Respecto a la red filoniana, se han observado episienitas sobre pórfidos granitoideos de dirección E-O y sobre microdioritas. Las relaciones con los pórfidos N-S no están resueltas. En el único punto donde se ha podido observar un contacto entre episienitas y pórfidos N-S (zona de Colmenarejo, Madrid), el dique (con textura afanítica) corta aparentemente la

**Figura 2.1 (pg. siguiente).**.- Distribución de episienitas en el área Otero de Herreros-Ortigosa de los Montes (Segovia). En este mapa, aparte de observarse fenómenos de coalescencia entre episienitas para formar grandes cuerpos irregulares de potencia hectométrica, y su distribución en enjambres, se puede apreciar la incompatibilidad estructural entre episienitas y red filoniana (pórfidos granitoideos).



episienita. Esta relación indica la posterioridad de este conjunto de diques. Sin embargo, también se ha observado puntualmente la misma relación para otros pórfidos E-O, interrumpiéndose la episienita al contactar con el dique, más exactamente, con su borde afanítico; sin embargo, es posible observar la presencia de bloques episienitizados de las facies granudas de estos diques, bloques removidos por acción "antrópica". Estas relaciones de desaparición o brusco estrechamiento en las episienitas también se observan en el paso de las episienitas desde granitoides de grano grueso a granitos de grano fino a muy fino. Estos cambios de potencia o desaparición de la banda de alteración demuestra la estrecha relación entre la permeabilidad del protolito (controlada entre otros factores por el tamaño de grano y por su edad, al estar los más antiguos más intensamente deformados) y el volumen de roca alterada.

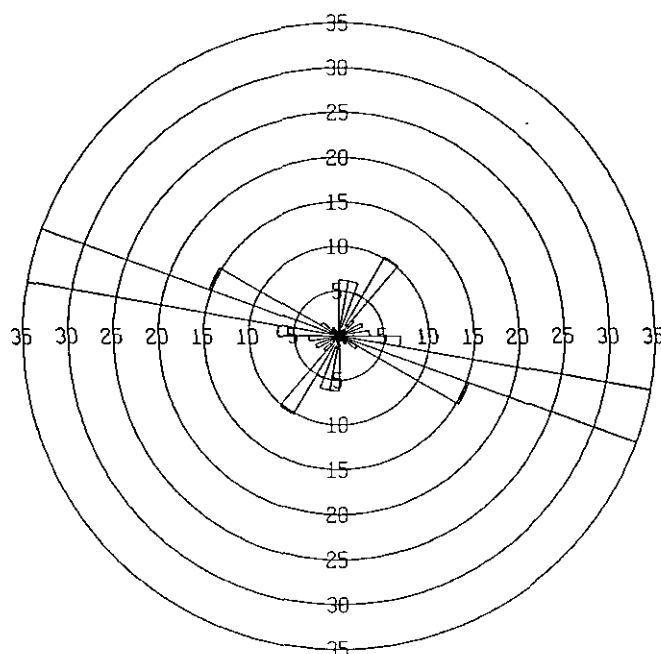


Fig. 2.2.- Rosa de direcciones de las episienitas de la Sierra de Guadarrama. Cada circunferencia concéntrica marca un intervalo del 5% de episienitas de la muestra total.

La episienitas analizadas se agrupan en torno de dos direcciones principales (fig 2.2). La mayoritaria (aproximadamente el 57% de las medidas), presenta una dirección media N110E; el segundo grupo, aproximadamente el 30% de las medidas, presenta direcciones norteadas, con



una dirección predominante N30°E, aunque también son significativas en este conjunto las direcciones N0°-10°E.

#### **II.1.b.- Zonalidad Interna.**

La alteración episienítica se caracteriza por la ausencia, en general, de una zonalidad interna regular, constituyendo cuerpos relativamente homogéneos, salvo por la distribución puntualmente irregular en la abundancia de máficos. Muy raramente se puede observar una zonalidad textural regular, como se describe en el siguiente apartado.

En contados casos, es posible observar una banda intermedia entre episienitas y granitoides, caracterizada por la presencia de abundantes granos de cuarzo globulosos, vénulas de cuarzo y la presencia de feldespatos alcalinos. Estas bandas han recibido la denominación de "granitos rosa" (Caballero et al., 1991). Sin embargo, esta característica cromática sólo es cierta cuando los cuerpos episieníticos también son rosas. El tránsito con la episienita es continuo aunque siempre rápido, reflejándose en una desaparición gradual del cuarzo y aparición de minerales cálcicos.

Los granitoides huésped apenas muestran evidencias macroscópicas de alteración, salvo procesos de recristalización de la biotita para formar agregados de grano fino, con la aparición puntual en función del tipo episienítico, de anfíbol, y poligonización, y a veces recristalización, del cuarzo granítico.

#### **II.1.c.- Aspectos texturales y estructurales macroscópicos.**

El principal rasgo de los cuerpos episieníticos es la tendencia a preservar en gran medida las texturas y estructuras graníticas. En este sentido, tiende a conservarse el tamaño de grano aparente de los feldespatos, porfirismo, enclaves y "schlierens" y la disposición mineral,

especialmente visible en los minerales máficos. Estos últimos, si bien aumentan su importancia modal, tienden a mimetizar la disposición previa.

Sólo en los contados casos en los que la episienitización parece controlada por la existencia de fracturas centrales o en aquellos casos donde los procesos de cataclasis son muy intensos, la preservación textural es menos evidente.

En el primer caso, se presenta un zonado, como previamente se ha comentado en el anterior apartado, cuya zona interna presenta una textura holofeldespática, donde sigue conservándose la disposición de los feldespatos iniciales, y en la que los minerales máficos aparecen en agregados globulares desconectados entre sí. La zona externa presenta las mismas características que el resto de las episienitas no zonadas analizadas.

En el segundo caso, se forman corredores cataclásticos (de "visu" predominan los fenómenos de rotura mineral), donde los feldespatos protolíticos aparecen rotos y aislados en una matriz de menor tamaño de grano. La deformación asociada a estos cuerpos tiende a ser homogénea (flujo cataclástico), pero puntualmente es posible observar la existencia de estructuras planares frágiles: grietas de tensión rellenas preferentemente de máficos (epidotas, anfíboles, biotitas) y fallas, generalmente distribuidas irregularmente en el cuerpo episienítico, sin una zonación asociada reconocida.

La mayor parte de los afloramientos estudiados presentan episienitas masivas no oquerosas, con feldespatos formando el armazón de la roca y los máficos dispuestos en posiciones generalmente intersticiales. Estos tipos masivos adquieren un aspecto poroso, similar a la mayoría de los tipos descritos en el Macizo Central Francés, por la acción de procesos tardíos, con desaparición y reemplazamiento parcial de los agregados máficos por masas de óxidos porosas y agregados argilíticos.

La presencia de cuarzo es esporádica, con una distribución irregular con formas globulares, asociadas frecuentemente al desarrollo de vénulas que seccionan el cuerpo

episienítico e indica un carácter tardío para estos procesos.

## **II.2.- ANALISIS ESTRUCTURAL.**

El carácter intra-intergranítico con geometrías elongadas así como las micro- y texturas mecánicas observadas, demuestran claramente un control estructural para los procesos de episienitización.

En este subcapítulo, a partir de las fallas observadas en los cuerpos episieníticos, se trata de definir las características de los tensores de esfuerzos implicados en su formación. Dado el carácter isócrono de los procesos de episienitización en la Sierra de Guadarrama (ver capítulo VII) y la distribución regional de las episienitas, este análisis permite, mediante el establecimiento del régimen de esfuerzos, la descripción del marco geotectónico de formación de estos cuerpos.

### **II.2.a.- Naturaleza de la deformación.**

El análisis estructural se ha realizado a partir de estructuras frágiles discretas (fallas) observadas a escala de afloramiento (macroestructuras).

El principal problema planteado es la constatación de sincronía entre estas macroestructuras y la alteración episienítica, máximo cuando la observación micro- y macroscópica indica que la deformación asociada a los cuerpos episieníticos es una deformación de tendencia homogénea, donde los mecanismos de deformación microscópicos dominantes son de naturaleza preferentemente plástica.

La constatación inequívoca de esta sincronía es imposible de efectuar. Sin embargo, las estructuras utilizadas en este estudio presentan un desarrollo restringido a los cuerpos

episieníticos y son compatibles con la naturaleza de la deformación observada:

a) Las fracturas analizadas son fracturas internas a los cuerpos episieníticos, lo cuales constituyen bandas de deformación. En este sentido, las fracturas analizadas pueden considerarse como estructuras de mayor orden (2º orden) ligadas a una estructura deformativa mayor (banda episienítica) como establece el principio de jerarquía de **Isay (1991)**. De hecho, existen otras estructuras discretas inequívocamente ligadas al proceso episienítico (grietas de tensión).

b) En el análisis estructural se emplean estructuras de deformación frágil (fallas). Microscopicamente, las texturas observadas indican mecanismos de deformación plástica (texturas manto-núcleo). Sin embargo, la observación macroscópica indica claramente la existencia de procesos de deformación frágil con fragmentación de grano (cataclasis), a la que le sucede la etapa de deformación plástica. Esta situación caracteriza el tránsito entre flujo cataclástico y deformación plástica acomodada por recristalización (**Tullis y Yund, 1987**), de donde es posible la compatibilidad entre ambos tipos de estructuras.

c) Por último, la fracturación analizada es frecuentemente fracturación de primera generación al presentar una simetría ortorrómbica, tal y como predice el modelo de deslizamiento de **Reches (1983)** (ver fig. 2.4), y donde la bisectriz del diedro agudo coincide con la dirección de los cuerpos episieníticos.

### **II.2.b.- Toma de datos.**

La toma de datos se ha realizado en 17 estaciones repartidas a lo largo de la Sierra del Guadarrama (fig. 2.4). En total se dispone de 225 orientaciones de fallas con el correspondiente cabeceo de la estría.

El conjunto de fracturas presenta tres máximos en  $N20^{\circ}E \pm 10^{\circ}$ ,  $N95^{\circ}E \pm 5^{\circ}$  y

N115°E±5° (fig. 2.3), los cuales no suelen coexistir a nivel de estación de medida (fig. 2.4). Si se compara esta figura con la figura 2.2 (rosa de direcciones de cuerpos episieníticos), y teniendo en cuenta que las direcciones medias de la fracturación coinciden "grosso modo" con la dirección de los cuerpos episieníticos, se observa que la toma de datos realizada minimiza la dirección principal, N110°E. Generalmente, cada una de las direcciones de fracturación está formada por dos conjuntos de fallas con buzamientos contrarios (fig. 2.4).

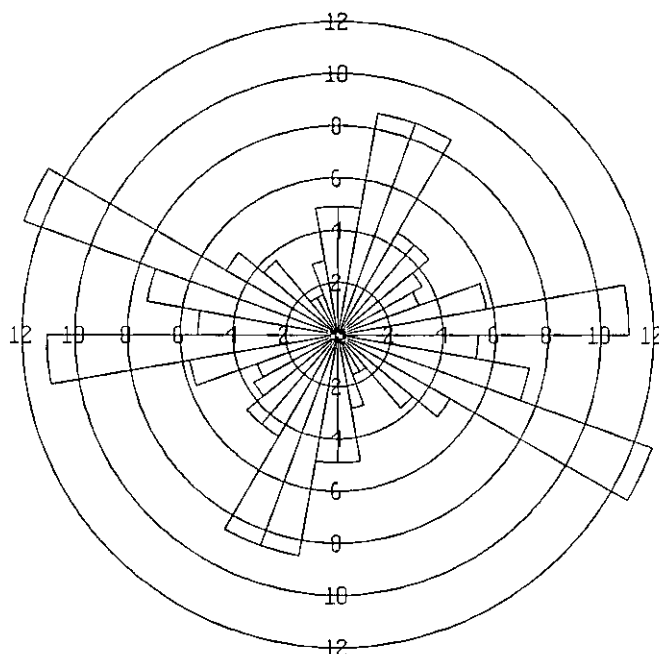
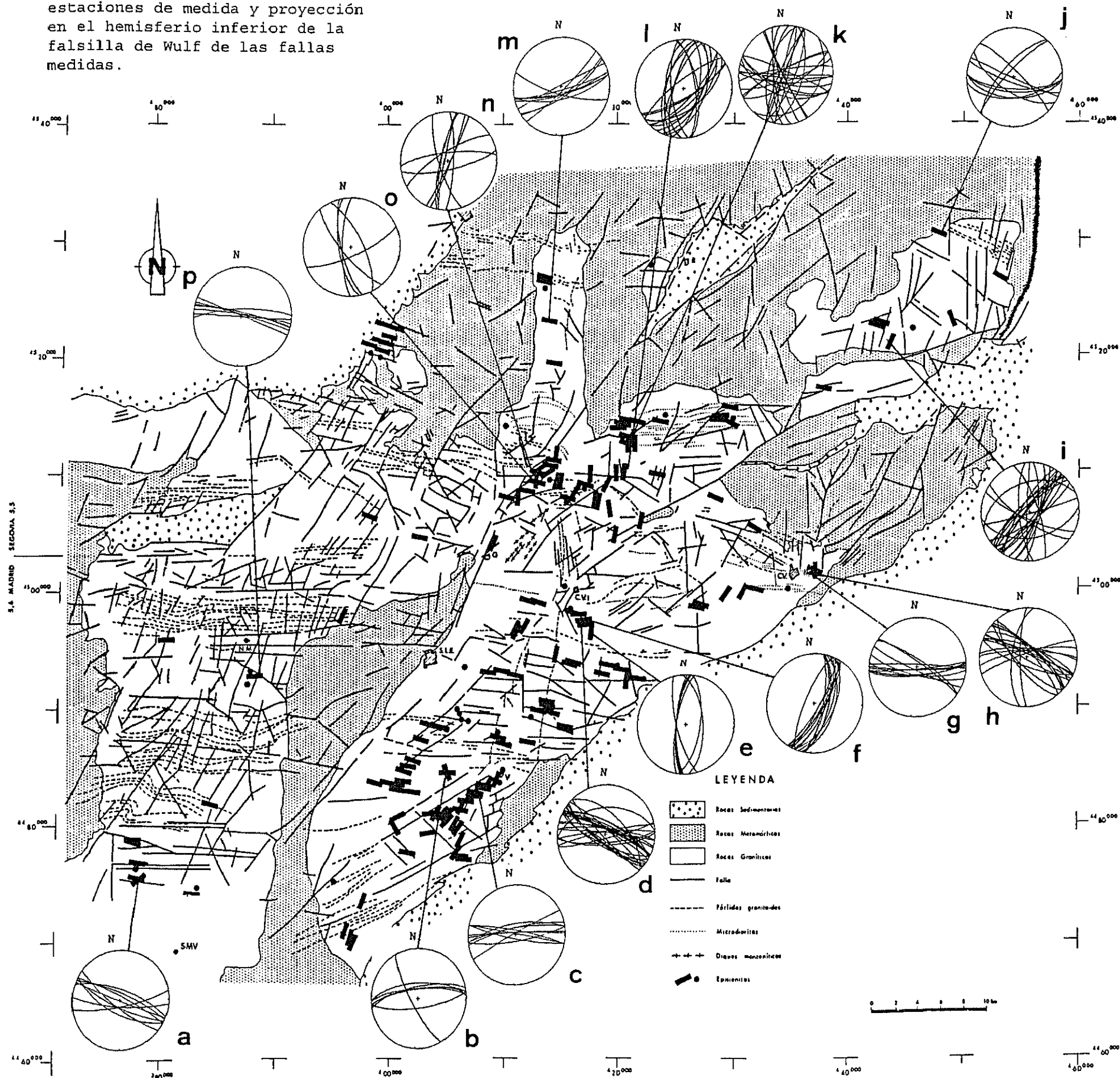


Figura 2.3.- Rosa de direcciones de la fracturación analizada. Cada circunferencia concéntrica indica un intervalo del 2% sobre el total.

El buzamiento del plano de falla es siempre muy alto. Aproximadamente el 80% de las fallas observadas tienen buzamientos comprendidos entre 70° y 90°, y prácticamente no se encuentran fallas con buzamientos menores de 50° (fig. 2.5).

Los cabeceos de las estrías presentan dos poblaciones, una mayoritaria entre 60° y 90° y la otra, minoritaria, entre 0° y 40°. Por tanto, predominan las fallas con altos buzamientos y estrías de deslizamiento subverticales; los sentidos de movimiento deducidos en el campo

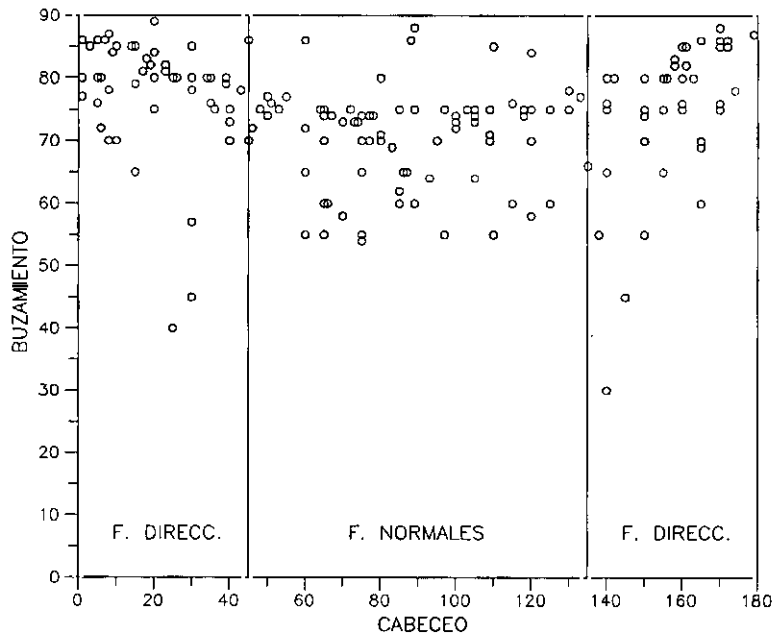
Figura 2.4.- Localización de las estaciones de medida y proyección en el hemisferio inferior de la falsilla de Wulf de las fallas medidas.



Basado en MAGNA. Modificado por:

González Casado J.M., Casado C., Caballero J.M.  
Red litológica: Huertas M.J.

indican un funcionamiento como fallas normales. Existe otro importante conjunto de fallas, con elevados buzamientos pero con bajos cabeceos, esto es, fallas direccionales (fig. 2.5).



**Figura 2.5.-** Buzamientos de fallas y cabeceos de estrías de la fracturación analizada. Las líneas a 40° y 140° en el cabeceo de las estrías dividen las fallas normales, comprendidas entre ambos valores angulares, de las fallas direccionales.

### II.2.c.- Técnicas de análisis.

El cálculo de la orientación y relaciones axiales de los elipsoides de esfuerzos y deformación de la fracturación asociada a los procesos de episienitización se realiza a partir de un conjunto de métodos de análisis estadístico de poblaciones de fallas. Estos métodos se pueden agrupar en dos categorías en función de la naturaleza de la aproximación al problema:

**A) Métodos que determinan las características del elipsoide de esfuerzos:**

Estos métodos asumen que el desplazamiento en un plano de falla (esto es, la estría), es paralelo a la dirección del esfuerzo máximo de cizalla sobre dicho plano (**Bott, 1959**). Esta afirmación es correcta tanto para fallas neoformadas como para la reactivación de discontinuidades previas, aunque la resistencia mecánica de estas últimas suele ser menor que la de la roca caja y, por tanto, tienden a desplazarse antes de la generación de nuevas fracturas. Existen dos tipos de métodos:

1) Métodos gráficos (diedros rectos). Establece la orientación de los ejes  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  del elipsoide de esfuerzos.

2) Métodos numéricos. Establecen la orientación y razones axiales del elipsoide de esfuerzos. Este conjunto de métodos puede subdividirse en dos grupos:

a) Métodos de inversión.

b) Método de Reches.

B) Métodos que determinan las características del elipsoide de deformación:

Establecen la orientación y tipo de elipsoide de deformación a partir de discontinuidades previas (Método de De Vicente).

### II.2.c.1.- Métodos que determinan el elipsoide de esfuerzos.

#### II.2.c.1.a.- Método de los diedros rectos.

Se trata de una aproximación de naturaleza gráfica, propuesta por **Pégoraro (1972)** y desarrollada por **Angelier y Mechler (1977)**.

Se basa en la determinación para cada falla de cuatro diedros rectos definidos por el plano de falla y un plano normal auxiliar, perpendicular a la estría de deslizamiento. En función



del tipo de desplazamiento se identifican los diedros en compresión y en extensión. Los primeros contendrán el esfuerzo principal mayor,  $\sigma_1$ , y los segundos el esfuerzo principal menor,  $\sigma_3$ . Si se estudia un conjunto de fracturas con movimientos isócronos, la superposición en proyección estereográfica de los distintos diedros identificados para cada fractura conducirá a la obtención de posiciones espaciales de compresión y extensión comunes para todas ellas, que marcan la localización de los esfuerzos principales mayor ( $\sigma_1$ ) y menor ( $\sigma_3$ ).

Si bien se trata de un método discutido al no discriminar conjuntos de fracturas polifásicas, o politensoriales, lo cual se refleja en la no existencia de volúmenes completamente compresionales o extensionales, la agrupación, dispersión y orientación perpendicular entre sí de los máximos, permite una rápida valoración cualitativa del problema (Lisle, 1987, Casas Sainz et al., 1988, De Vicente et al., 1992b).

#### II.2.c.1.b.- Métodos numéricos.

Se basan en la ecuación de **Bott (op.cit.)**, que relaciona la orientación de la componente de cizalla sobre un plano con la orientación del plano respecto a los ejes de esfuerzos y de la relación entre los valores de los esfuerzos principales, mediante la expresión:

$$\tan \theta = \frac{n}{lm} (m^2 - (1 - n^2) R)$$

donde  $R = (\sigma_z - \sigma_x)/(\sigma_y - \sigma_x)$ , siendo l, m y n los cosenos directores de la normal al plano de falla,  $\theta$  el cabeceo de la componente de cizalla sobre el mismo (cabeceo de la estría sobre el plano de falla),  $\sigma_z$  el esfuerzo principal en la vertical,  $\sigma_y$  el esfuerzo principal mayor en la horizontal y  $\sigma_x$  el esfuerzo principal menor en la horizontal.

Así pues, para determinar el tensor de esfuerzos son sólo necesarios, teóricamente, cuatro planos. Por tanto, la determinación del tensor de esfuerzos desviatorio suele ser un problema sobredeterminado al ser el número de planos disponibles superior a los cuatro

teóricamente necesarios.

La solución al problema se realiza a partir de métodos de ensayo-error mediante un tanteo organizado (métodos de inversión), o a través de la solución de un sistema de ecuaciones lineales sobredeterminado, mediante un algoritmo basado en el método de mínimos cuadrados que provee un tensor de esfuerzos que minimiza el residual (método de Reches). En ambos casos se busca que la desviación angular entre las estrías reales y teóricas sea mínima mediante diversas funciones de ajuste.

Se han utilizado tres métodos de inversión que se diferencian entre sí por la mecánica del análisis: (a) Monte-Carlo, (b) aproximaciones sucesivas y (c) redes de búsqueda.

#### **a) Método de Monte-Carlo.**

Desarrollado por **Etchecopar y Mattauer (1988)**, se basa en la generación de tensores de esfuerzos desviatorios al azar (de 10000 a 15000) a los que se asigna aquellos planos cuya estría real presenta una desviación respecto a la teórica menor a  $15^\circ$ . De este conjunto de tensores se retiene aquellos que explican un porcentaje mínimo de fallas, generalmente un 20%. Las soluciones obtenidas se representan en falsillas de Schmidt (orientaciones de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ ) y en histogramas de valores de  $R_c$ . Se utiliza para obtener una visión general de las posibles soluciones.

Hay que tener en cuenta que la relación  $R_c$  es diferente a la relación  $R$  de **Bott (1959)**. En este caso relaciona los esfuerzos principales, siendo  $R_c = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  y el valor  $R$  (que define el tipo de régimen tectónico) dependerá de la posición de los ejes de esfuerzo:

$R = 1/R_c$  cuando  $\sigma_1$  es vertical ( $R > 1$ , distensión triaxial).

$R = R_c$  cuando  $\sigma_2$  es vertical ( $0 < R < 1$ , desgarre).

$R = 1/(R_c - 1)$  cuando  $\sigma_3$  es vertical ( $R < 1$ , compresión triaxial).

## b) Método de aproximaciones sucesivas.

Desarrollado por Etchecopar et al. (1981) y Etchecopar (1984), se caracteriza por la búsqueda de un único tensor que explique el conjunto de datos, mediante la minimización de la función  $F = \sum (s_i - t_i)^2$ , donde  $s_i$  y  $t_i$  son los cabeceos de las estrías reales y de las estrías teóricas respectivamente, en radianes. La separación de las distintas poblaciones se realiza disminuyendo el porcentaje de la población explicada y comprobando la validez del tensor mediante un histograma de desviaciones angulares, hasta que este adquiere la forma de una semicampana de Gauss. Se considera que todos los datos con una desviación angular menor a 0.5 radianes ( $25^\circ$ ), están explicados por el tensor solución para sistemas no direccionales (Casas Sainz, 1990). Para establecer varias etapas de fracturación, una vez elegido un tensor solución para un conjunto de datos, se descartan éstos y se reinicia el cálculo. Sin embargo, en este trabajo, sólo se ha buscado un primer tensor, el cual explica el mayor porcentaje de datos, y que se interpreta como el tensor asociado a los procesos de episienitización.

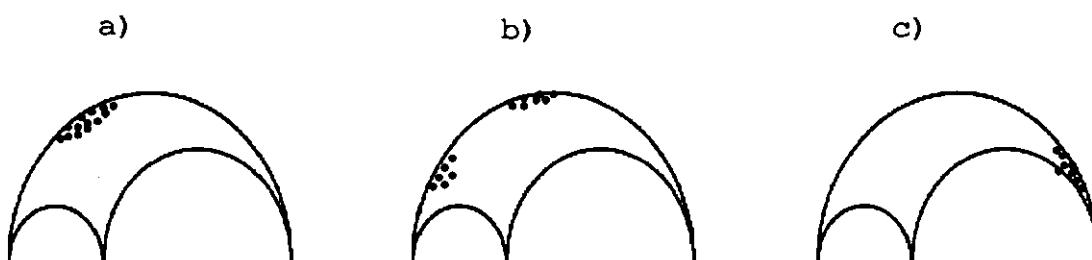


Figura 2.6.- Distintas posibles soluciones producidas por el método de aproximaciones sucesivas: los resultados representados en las figuras a y b muestran posibles soluciones lógicas, donde la figura a representaría una situación de reactivación de antiguas fracturas y la b la generación de nueva fracturación. La situación marcada por la figura c es una solución aberrante.

Este método proporciona además la posición de las fracturas en un círculo de Mohr y la proyección en falsilla de Schmidt de los distintos tensores que explican cada falla incluida en el porcentaje de explicación pedido. La posición de las distintas fracturas en el círculo de Mohr

permite comprobar la validez de la solución en función de la situación de éstas. Así, la figura 2.6c representa una falsa solución, la figura 2.6b podría representar una situación de reactivación de planos preexistentes y la figura 2.6a una situación de neoformación de fracturas (Simón Gómez, com. pers.).

**c) Método de las redes de búsqueda.**

Desarrollado por Galindo y González Lodeiro (1988), es similar al de Monte-Carlo, sólo que en este caso la búsqueda inicial es sistemática mediante una red de búsqueda pre-establecida. Los resultados muestran la posición de los esfuerzos principales en la falsilla de Schmidt, el valor de R, el número de fracturas explicadas y su proyección estereográfica y las desviaciones entre las estrías teóricas y reales.

**d) Método de Reches.**

Desarrollado por Reches (1987), se basa en que la estría es paralela al esfuerzo tangencial sobre el plano de falla, como en los anteriores métodos, y se impone además otra condición: que los esfuerzos normales ( $\sigma_n$ ) y tangenciales ( $\tau$ ) satisfagan el criterio de rotura de Mohr-Coulomb:

$$\tau > C + \mu \sigma_n$$

donde C es la cohesión de la roca y  $\mu$  es el coeficiente de rozamiento. Si se trata de formación de nuevas fracturas, C es la resistencia cohesiva al deslizamiento y  $\mu$  es el coeficiente de rozamiento interno.

Este segundo criterio sólo ha sido tomado en cuenta de forma subordinada en el método de aproximaciones sucesivas. El método calcula una serie de tensores de esfuerzos para un rango de  $\mu$  dados mediante un algoritmo que minimiza el residual al tratarse de sistemas

sobredeterminados, asumiendo en origen  $C=0$  y la elección de la solución ideal implica un compromiso entre desviaciones angulares medias menores (entre estrías reales y teóricas) y valores de  $\mu$  razonables.

El método proporciona, además de la posición y magnitud relativa de los esfuerzos principales ( $R_e$ ), los coeficientes de fricción ( $\mu$ ) y cohesión medio ( $C$ ) de la roca en el momento del deslizamiento.

#### **II.2.c.2.- Métodos que determinan el elipsoide de deformación. Método de De Vicente.**

En estos métodos se trata de establecer la orientación de los ejes de deformación finita ( $e_1, e_2, e_3$ ), asociados con conjuntos de fallas o fallas individuales.

Estos métodos se han basado clásicamente en el modelo de fallas conjugadas de **Anderson (1951)**, donde la fracturación se produce según dos familias conjugadas que se cortan formando un diedro agudo y otro obtuso (simetría rómbica), representando la bisectriz (línea de intersección) una dirección de deformación nula (deformación plana), en contradicción con los sistemas naturales, donde generalmente la deformación no es plana.

**Reches (1978,1983)** establece que la geometría con que se originan las fallas en un régimen de deformación triaxial presenta una simetría ortorrómbica con respecto a los ejes de deformación. **Reches y Dietrich (1983)**, asumiendo una roca con infinito número de discontinuidades previas, deformación uniforme y mantenimiento de volumen, establecen que la deformación tridimensional se resuelve mediante el deslizamiento de los planos que requieren menor energía. La disposición de los planos de movimiento queda determinada por los valores de cohesión y fricción que las fallas deben superar para moverse (modelo de deslizamiento).

**De Vicente (1988)**, partiendo del modelo de deslizamiento de **Reches**, desarrolla

expresiones que permiten la obtención del coeficiente de rozamiento interno ( $\phi$ ), el tipo de elipsoide de deformación ( $K' = e_y/e_z$ , donde  $e_y$  es el semieje de máximo acortamiento horizontal y  $e_z$  es el semieje de deformación vertical), el ángulo de separación horizontal entre las dos familias relacionadas (S) y el semieje de máximo acortamiento horizontal ( $e_y$ ) (para sistemas no radiales), a partir de los datos de dirección (D) y buzamiento (B) de las fracturas y el cabeceo de las estrías (C).

Los resultados de este método se expondrán en un diagrama  $K'/e_y$  para el conjunto de fracturas analizado y como rosas direccionales representando las direcciones  $e_y$  obtenidas, para cada estación.

Este método, pese a las numerosas restricciones iniciales (presencia de numerosos planos previos orientados al azar, ausencia de cambio de volumen, deformación homogénea, etc.) ha dado resultados coherentes en numerosas ocasiones (Capote et al., 1991; De Vicente et al., 1991; Sánchez Serrano et al., in press)

#### **II.2.d.- Análisis de la deformación.**

El análisis de la deformación se ha realizado en dos etapas. En la primera se efectúa un análisis conjunto de todas las fallas medidas, con el objetivo de determinar las características generales de la deformación a escala del macizo. En la segunda etapa se analizan por separado las distintas estaciones muestreadas con el objeto de establecer la evolución y distribución del campo de esfuerzos en la región.

##### **II.2.d.1.- Análisis conjunto.**

Esta primera etapa se aborda a partir de los métodos de Monte-Carlo, aproximaciones sucesivas, redes de búsqueda y De Vicente.

Los tensores calculados por el método de Monte-Carlo (aquellos que explican al menos un 25% de las fallas) se caracterizan por una disposición media del eje de esfuerzos principal mayor ( $\sigma_1$ ) subvertical mientras que el eje de esfuerzo principal menor ( $\sigma_3$ ) presenta dos direcciones: una, principal, entre N80-90°E y otra, menor, NE-SO (fig 2.7). Los valores de  $R_e$  oscilan entre 0.36 y 0.80 ( $1.25 < R < 2.80$ ). Por tanto, el conjunto principal de datos representa un conjunto de fallas normales con direcciones de extensión máxima entre N10E y N90 y de acortamiento vertical o subvertical.

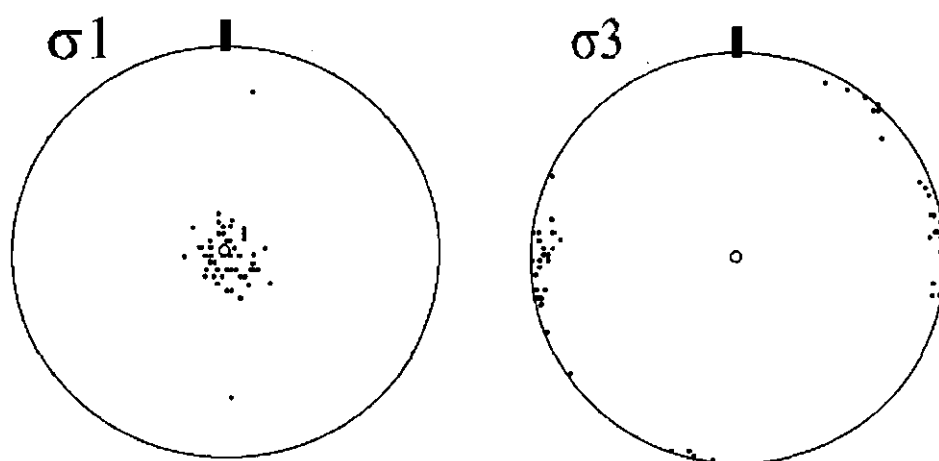


Figura 2.7.- Posición de los ejes  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  de los tensores que explican al menos un 25% de la muestra analizada (método de Montecarlo). La proyección, al igual que para el resto de las figuras de este apartado, se realiza en el hemisferio inferior de la falsilla de Wulf.

En las figuras 2.8 y 2.9 se representan los resultados del método de aproximaciones sucesivas. Se dan la dirección de los tres ejes principales de esfuerzos para cada fractura incluida en el porcentaje de explicación requerido: 90% (a), 60% (b) y 40% (c); por otro lado, se representan asimismo, la posición de estas fracturas en un círculo de Mohr. El tensor obtenido a partir de un 40% de explicación ofrece una buena solución inicial al obtenerse un histograma de desviaciones angulares con la forma de una semicampana de Gauss en un rango de desviaciones angulares comprendido entre 0.0 y 0.5 radianes. Es decir, el 40% de la fracturación es el resultado de un mismo tensor de esfuerzos, que se caracteriza por una posición

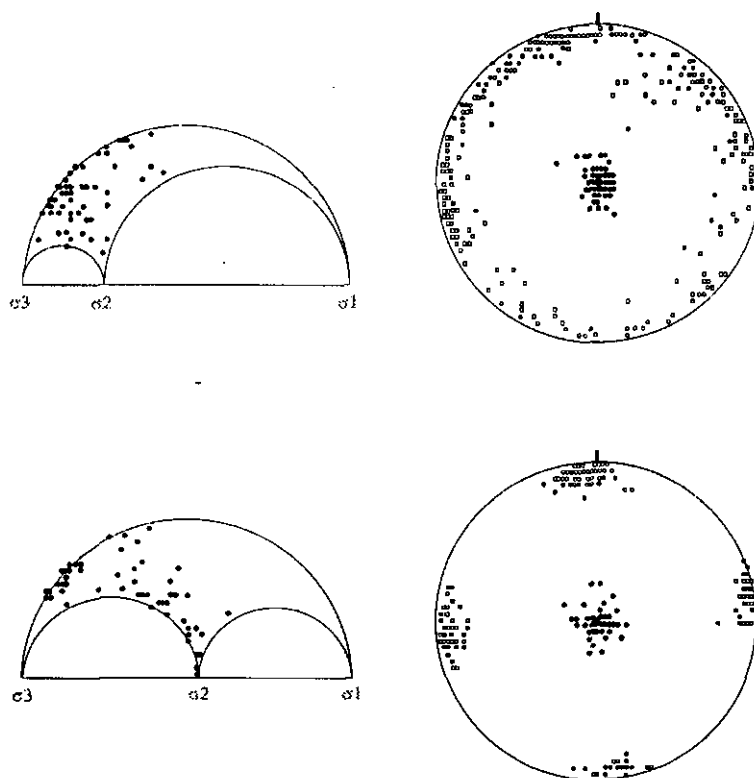


Figura 2.8.- Posición de los ejes de esfuerzo principales para cada fractura incluida en el porcentaje de explicación requerido (90%, a; 60%, b) y su proyección en los círculos de Mohr calculados para cada caso. Leyenda:  $\bullet = \sigma_1$ ;  $\circ = \sigma_2$  y  $\square = \sigma_3$ .

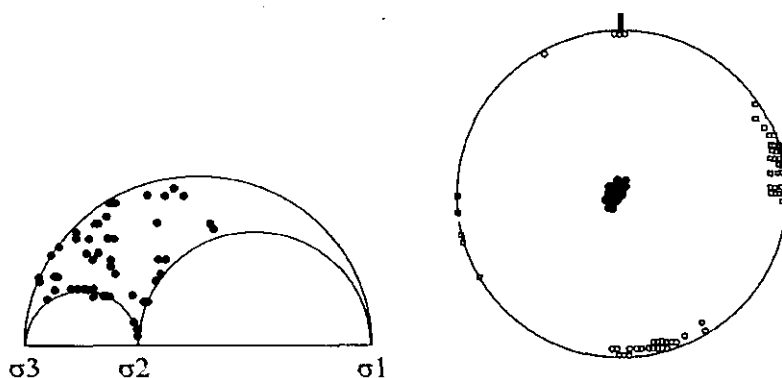


Figura 2.9.- Posición de los ejes de esfuerzo principales para cada fractura incluida en un porcentaje de explicación del 40% y su proyección en los círculos de Mohr calculados para cada caso. Misma leyenda que figura anterior.



de  $\sigma_1$  subvertical, con un buzamiento de  $85^\circ$  según una dirección de  $312^\circ$ , mientras que la dirección de  $\sigma_3$  es  $N77^\circ E$  ( $\beta = 3^\circ$ );  $R_e$  es igual a 0.33 ( $R = 3.03$ , extensión triaxial) lo que implica movimiento normal con dirección de extensión E-O. Los resultados son similares a los obtenidos por el Método de Monte-Carlo.

Con el método de las redes de búsqueda se obtiene como solución mayoritaria un tensor principal que explica el 35% de la población (fig 2.10). Este tensor tiene las mismas características de orientación y  $R$  que los obtenidos anteriormente.

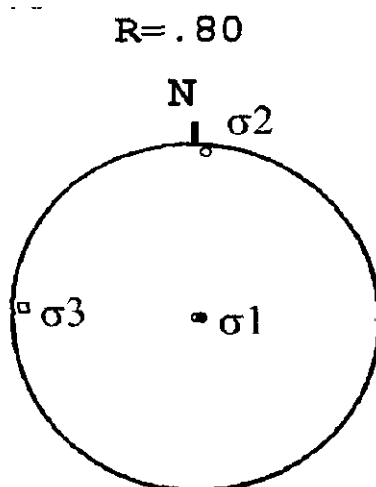
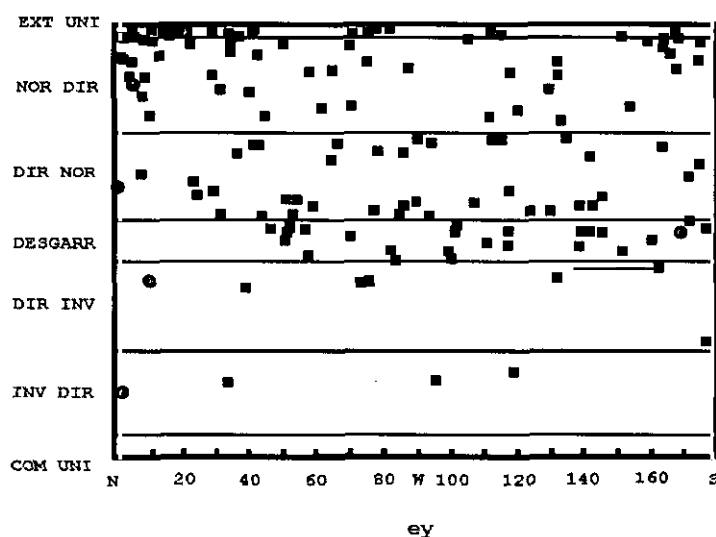


Figura 2.10.- Posición de los ejes de esfuerzos principales y valor de  $R_e$  obtenidos mediante el método de redes de búsqueda. El porcentaje de explicación es del 35%.

La representanci3n en una diagrama  $K'/e_y$  de los resultados obtenidos a partir del m3todo de De Vicente (fig. 2.11) indica que la fallas medidas son fundamentalmente normales (tanto normal-direccionales como extensionales uniaxiales) y en menor medida direccionales (tanto direccionales normales como desgarres puros). Las fallas inversas representan un subgrupo residual dentro del conjunto analizado. Las direcciones medias de acortamiento m3ximo en la horizontal para cada subgrupo son norteadas, con direcciones en el arco definido por  $N165^\circ$  y  $N20^\circ E$ , resultado recurrente con los anteriores.

Este conjunto de metodos permite afirmar que el sistema de fracturación asociado a los procesos de episienitización en la Sierra del Guadarrama es de tipo normal, con  $\sigma_1$  subvertical y  $\sigma_3$  con direcciones NE-SO. Estos resultados implicarían un episodio extensional generalizado, con compresión NO-SE y extensión NE-SO, como previamente se ha indicado en **González-Casado et al. (1993)**. Sin embargo, el análisis por estaciones obliga a rechazar estas direcciones de acortamiento y extensión. La disparidad de resultados entre el análisis conjunto y el análisis por estaciones es el resultado de la sobrevaloración de los sistemas norteados en el muestreo realizado.



**Figura 2.11.-** Direcciones de acortamiento máximo en la horizontal y tipo de fracturación (Método de De Vicente). Los círculos marcan la dirección de acortamiento media para cada tipo de fractura.

#### II.2.d.2.- Análisis por estaciones.

Las características de la fracturación del conjunto de estaciones estudiadas, permite la división de la zona de estudio en tres sectores:

- Sector Occidental. Agrupa las estaciones A, B, C y P (fig. 2.4).

Se caracterizan por el predominio de fracturas (y episienitas) E-O. El extremo occidental del sector se caracteriza por la escasez de episienitas, las cuales muestran, al igual que la fracturación asociadas a ellas, direcciones E-O.

- Sector Central. Concentra la mayor parte de las episienitas estudiadas. Las estaciones de medidas (D, E, F, K, L, M, N, O) (fig 2.4) reflejan la variabilidad direccional de este conjunto de episienitas. En este conjunto de estaciones predominan las fallas, y por tanto las episienitas, con direcciones norteadas. Sin embargo, la observación en la figura 2.4 de los distintos cuerpos episieníticos descubiertos indica que, aunque son abundantes las episienitas con direcciones norteadas, las episienitas con direcciones E-O siguen siendo dominantes.

- Sector Oriental. Agrupa las estaciones G, H, I y J (fig. 2.4). Vuelven a predominar las direcciones E-O para la fracturación analizada, aunque la situación es más compleja que en el sector Occidental, al presentarse también direcciones norteadas y, aunque no se representen los cabeceos, la fracturación E-O tiende en algún caso (estación G), a constituir sistemas direccional-normales.

El análisis por estaciones se ha realizado a partir de cuatro métodos: Diedros rectos (fig. 2.12), aproximaciones sucesivas (fig. 2.13), Rechés (fig. 2.14) y De Vicente (fig. 2.15). En alguna estación ha sido imposible la aplicación de alguno de estos métodos debido a la insuficiencia numérica del muestreo.

El Sector Occidental muestra en general una buena convergencia entre los distintos métodos empleados, tratándose en todos los casos de sistemas normales ( $R > 1$ ), con direcciones E-O para  $\sigma_3$ . Las diferencias encontradas consisten básicamente en desviaciones angulares menores de la posición de los dos ejes de esfuerzos menores ( $\sigma_2, \sigma_3$ ).

El Sector Central representa una situación más compleja, en sintonía con la variabilidad de la fracturación analizada. Sin embargo, en todos los casos, se trata de sistemas normales ( $R$

$> 1$ ;  $\sigma_1$  subvertical). Las discrepancias residen en la posición de los ejes de esfuerzo menores ( $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ ). En general,  $\sigma_2$  tiende a ser paralela a la dirección media de la fracturación para cada

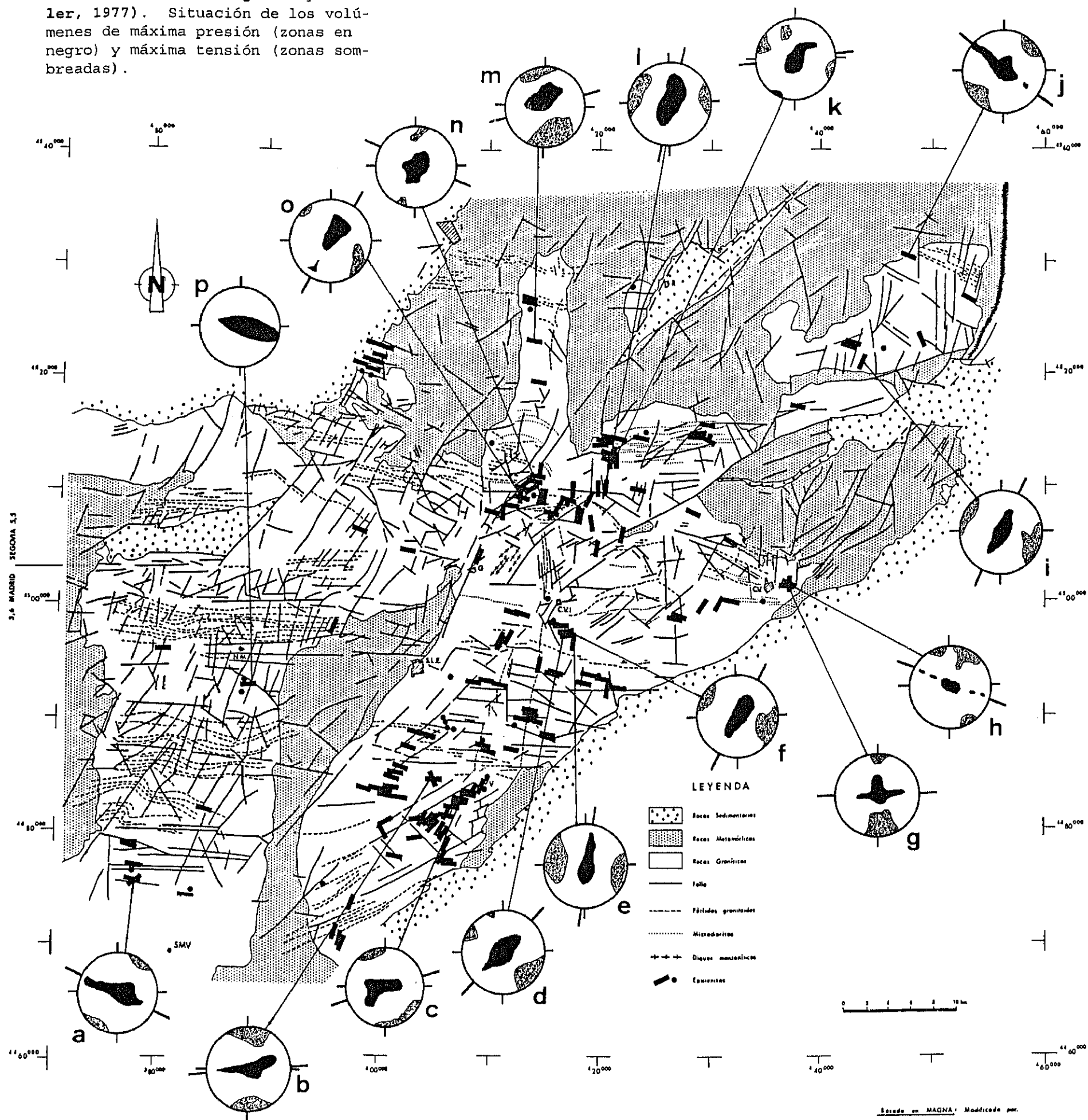
estación, excepto en algún caso, donde se tienen sistemas con una fuerte componente direccional, donde este eje se dispone oblicuamente a la anterior dirección. Por otra parte, dada la complejidad mostrada por algunas estaciones, se observan resultados diferentes para la posición de estos ejes según el método de análisis; estas divergencias se explican por la naturaleza de la aproximación y la fracción de la fracturación analizada en cada método, hecho que se comprueba por los menores porcentajes de explicación observados para los métodos de aproximaciones sucesivas y Reches.

El Sector Oriental también está formado en todos los casos por sistemas normales y en general,  $\sigma_3$  tiende a ser perpendicular a la fracturación media para cada estación. Esta fracturación, aunque también con direcciones de tendencia E-O, tiende a presentarse mayores ángulos (NO-SE) que en el resto del área de estudio. Las direcciones E-O para  $\sigma_3$  mostradas en la estación G responden a una fracturación de tipo direccional-normal. Al igual que en el Sector Central, los porcentajes de explicación para los métodos de aproximaciones sucesivas y Reches son relativamente bajos.

Resumiendo, la formación de episienitas en la Sierra de Guadarrama está controlada por estructuras normales en todos los casos, reflejando un régimen de paleoesfuerzos extensional de carácter regional. En general  $\sigma_3$  es aproximadamente perpendicular a la fracturación (y por tanto a la elongación de las episienitas), implicando una dirección regional de extensión NNE-SSO, al tener en cuenta todo el conjunto de afloramientos episieníticos. Sin embargo, la existencia de sistemas norteados implica una situación más compleja, con dos posibles controles al menos:

a) La interferencia por estructuras previas que puede implicar la rotación de bloques rígidos durante esta etapa y giros en las direcciones principales de esfuerzos en la horizontal, con instalación de sistemas de esfuerzos locales.

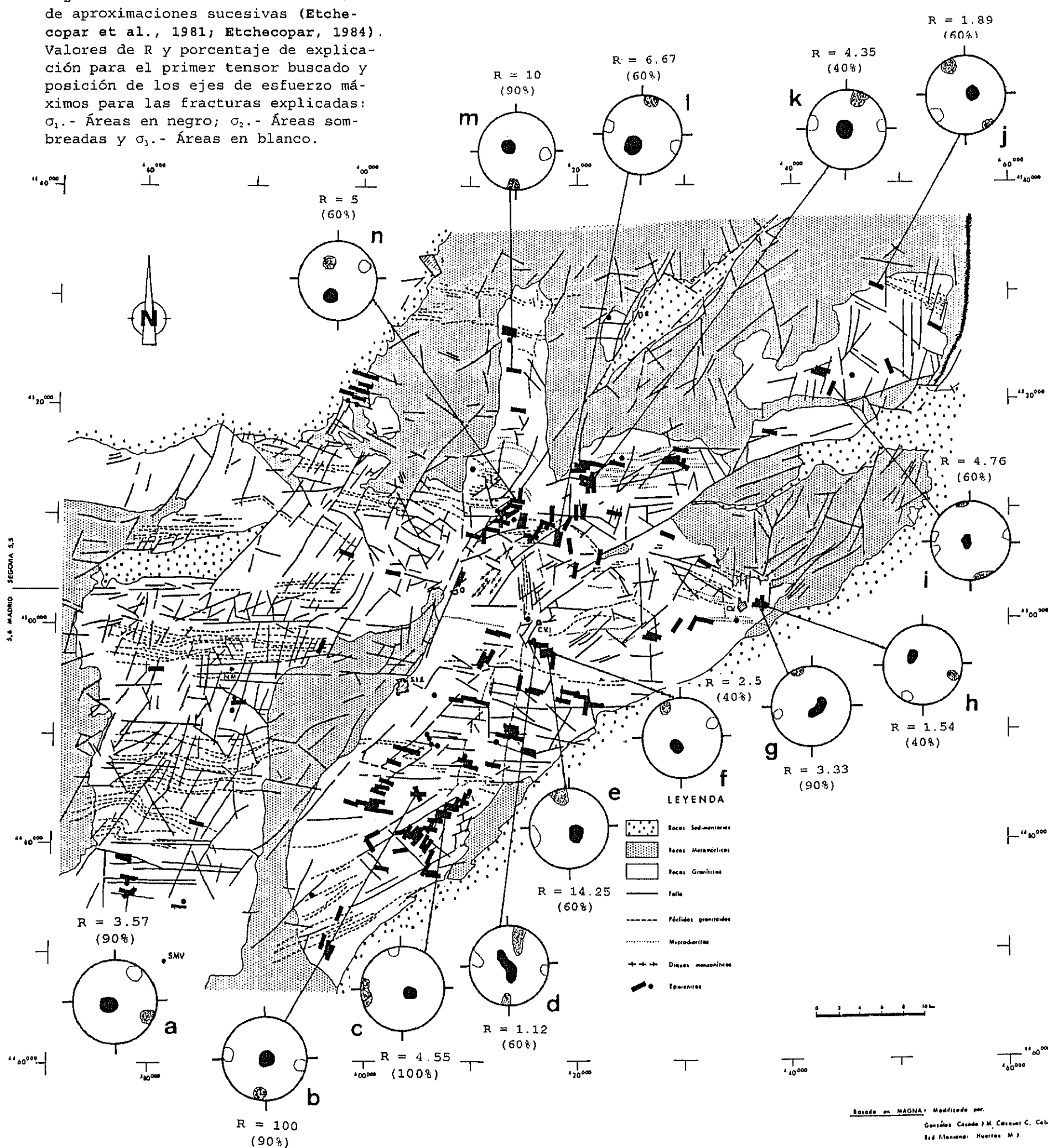
Figura 2.12.- Resultados del método de diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977). Situación de los volúmenes de máxima presión (zonas en negro) y máxima tensión (zonas sombreadas).



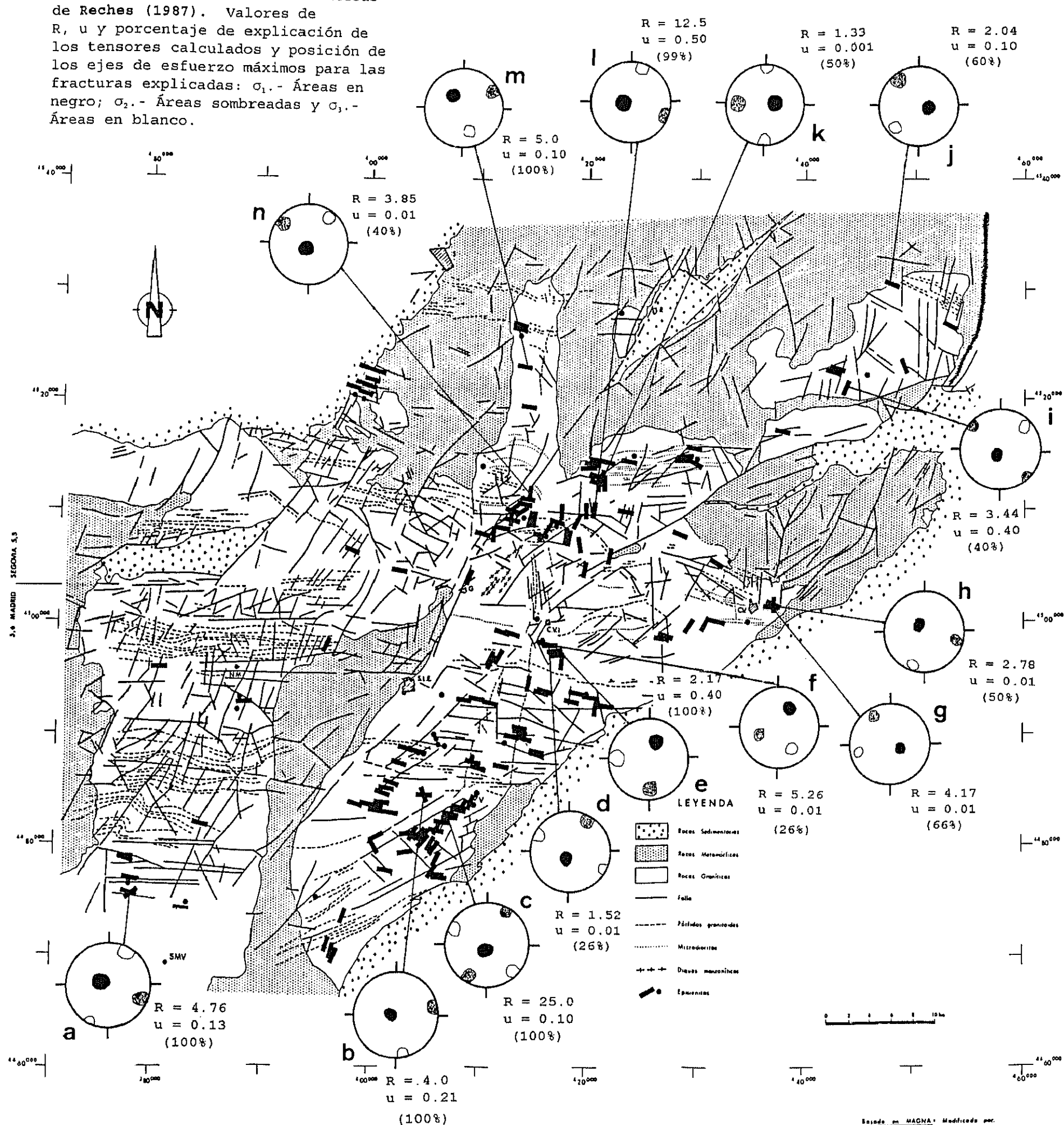
Basada en MAGNA. Modificada por.

González Casado J.M., Casquet C., Caballero J.M.  
Red Isonero, Huertas M.J.

de aproximaciones sucesivas (Etche-  
copar et al., 1981; Etche-  
copar, 1984).  
Valores de R y porcentaje de explica-  
ción para el primer tensor buscado y  
posición de los ejes de esfuerzo má-  
ximos para las fracturas explicadas:  
 $\sigma_1$ .- Áreas en negro;  $\sigma_2$ .- Áreas som-  
breadas y  $\sigma_3$ .- Áreas en blanco.



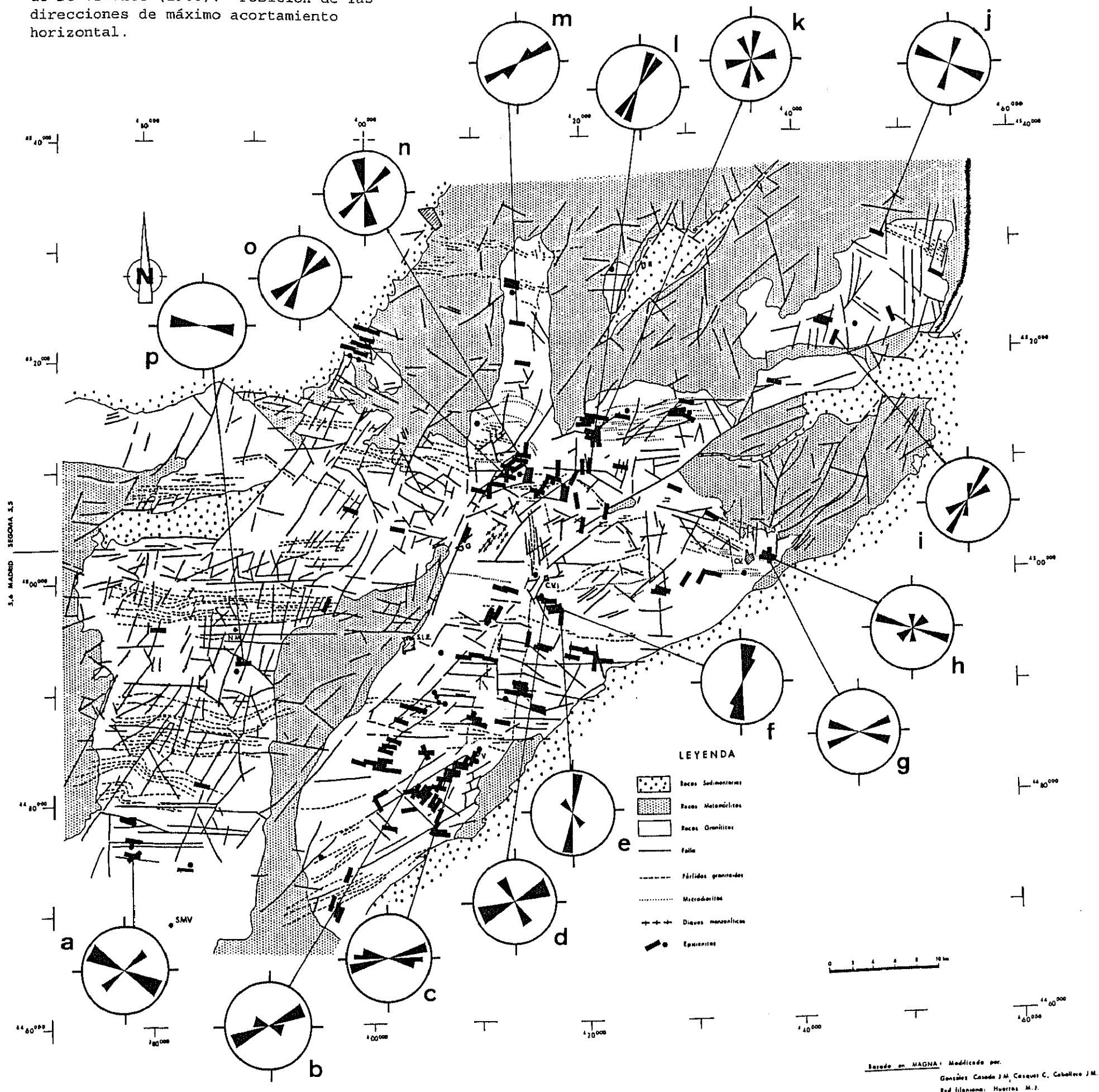
de Reches (1987). Valores de  $R$ ,  $u$  y porcentaje de explicación de los tensores calculados y posición de los ejes de esfuerzo máximos para las fracturas explicadas:  $\sigma_1$ .- Áreas en negro;  $\sigma_2$ .- Áreas sombreadas y  $\sigma_3$ .- Áreas en blanco.



Basado en MAGHA. Modificado por.

Genésio Casado / M. Casquer C. Caballero / M. Red. Ilexiano: Huertas. M. J.

Figura 2.15.- Resultados del método de De Vicente (1988). Posición de las direcciones de máximo acortamiento horizontal.





b) La existencia de fuertes anisotropías reológicas, con zonas de debilidad norteadas. Empleando una aproximación a partir del criterio de rotura de Mohr-Coulomb, la roca romperá según el plano en el que el esfuerzo tangencial de cizalla de rotura es mínimo respecto al esfuerzo tangencial de cizalla real. En medios isotrópos, la rotura se efectúa según planos que contengan a  $\sigma_2$ . Sin embargo, en medios anisótropos, el plano de rotura dependerá de los valores del esfuerzo de cizalla de rotura para cada plano. En este caso sería posible planos de rotura que contengan al esfuerzo principal  $\sigma_3$ , si el valor de  $\tau$  de rotura es suficientemente pequeño. Esta situación es favorecida para un sistema de esfuerzos cuasi-radial, esto es  $\sigma_2 \geq \sigma_3$ , situación observada frecuentemente en las episienitas de la Sierra de Guadarrama, donde es frecuente encontrar valores de  $R$  muy elevados, siendo  $\sigma_z \approx \sigma_1$  ( $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$ ). Por otra parte, la zona central, donde se concentran preferentemente las episienitas norteadas, presenta estructuras mayores norteadas previas a las episienitas: granito de la Granja y pórfidos granitoideos.

#### **II.2.e.- Encuadre geotectónico.**

El análisis estructural realizado delinea un régimen extensional puro para este sector de la cadena hercínica durante el Pérmico Inferior Medio (277 Ma) (ver capítulo VII), con dirección de extensión regional NNE-SSO, aunque con modificaciones locales.

Como previamente se ha adelantado en el primer capítulo, existen dos teorías sobre el marco geodinámico del Macizo Hespérico en el Pérmico Inferior.

En el modelo de Arthaud y Matte (1978) se establece que durante el Carbonífero Superior y el Pérmico Inferior, el Macizo Hespérico se sitúa en una zona de tránsito complejo entre las placas Laurásica y Africana, caracterizada por una corteza continental adelgazada con gradientes geotérmicos anormalmente altos (Sopeña et al., 1988). El régimen tectónico está controlado por la existencia de dos megafallas transformantes intracontinentales de carácter

dextral, que unen la terminación S de los Urales con la terminación N de los Apalaches, y a las que se asocia un complejo conjunto de fallas de desgarre conjugadas y la formación de cuencas transtensionales y "pull-apart" (Arthaud y Matte, *op.cit.*; Ziegler, 1988). Según este modelo, las episienitas representarían estructuras tensionales frágiles asociadas a zonas transtensionales, ligadas a la formación de cuencas de sedimentación restringidas. Sin embargo, la dirección NNO-SSE de compresión, deducida a partir del diseño del sistema conjugado de fallas trascurrentes de Vegas y Banda (*op. cit.*), descarta la existencia de estructuras tensionales de dirección E-O ligadas a este modelo.

Para Doblas (1991), durante el Pérmico Inferior se desarrollan las últimas etapas del periodo extensional tardihercínico, que controla el emplazamiento plutónico en este sector de la cadena. Dada la denudación y levantamiento de ésta, es previsible el desarrollo de estructuras normales de carácter frágil, con direcciones de extensión N-S.

A priori, los resultados obtenidos concuerdan con el modelo de Doblas (*op.cit.*). Sin embargo, existen evidencias de una etapa compresiva, asimilable a la etapa de desgarres del modelo de Arthaud y Matte (*op.cit.*), ubicada hacia los 290-300 Ma:

a) La falla de Somolinos es una fractura de primer orden ligada, en origen, a esta etapa de desgarres (Vegas y Banda, 1982). Esta fractura muestra para el inicio del Pérmico Inferior (y final del Carbonífero si se considera la edad corregida del volcanismo andesítico) un funcionamiento como desgarre dextral, de acuerdo con el anterior modelo. Este funcionamiento evoluciona, siempre dentro de esta época, a un funcionamiento como fractura normal, con prácticamente nula componente direccional (Pérez Mazario et al., 1991). La primera secuencia sedimentaria definida por estos autores para las cuencas de Atienza y Noviales, controlada por movimientos direccionales dextrales de la falla de Somolinos, presenta en la cuenca de Atienza intercalaciones andesíticas con edad de  $291 \pm 12$  Ma (edad corregida con las constantes de Steiger y Jäger (1977) a partir de Hernando et al. (1980)).

b) La etapa de desgarres ha podido ser datada en la Sierra de Guadarrama al controlar

las mineralizaciones de W-Sn (filones y greisenes) (**González Casado et al., 1993**). Las edades de estas mineralizaciones están comprendidas entre 300 y 290 Ma (**Caballero et al., 1992a**).

Teniendo en cuenta estos datos, y que generalmente se acepta que con el régimen de desgarres finaliza el ciclo hercínico en el cinturón hercínico europeo (**Ziegler, 1988**) y que el régimen extensional asociado a los procesos de episienitización presenta direcciones compatibles "grosso modo" con las direcciones de la extensión prealpina definidas en el Pérmico Superior (**Vegas y Banda, op. cit.; Sopeña et al., 1988**), se debe encuadrar los procesos de episienitización en el Ciclo Alpino, hecho que supone adelantar el inicio de la etapa extensional alpina al Pérmico Inferior ( $\approx 277$  Ma), cuando generalmente se considera que la apertura alpina ("rifting") se inicia en el Pérmico Superior (**Alvaro et al., 1979; Vegas y Banda, op. cit.; Sopeña et al., op. cit.**).

***CAPITULO III***  
***PETROGRAFIA Y MINERALOGIA***

Este capítulo se ha dividido en tres subcapítulos: en el primero se propone una clasificación petrográfica, en el segundo se tratan los aspectos texturales de las episienitas y en el tercero se definen las características mineraloquímicas.

#### III.1.- CLASIFICACION PETROGRAFICA.

Los resultados del análisis de los procesos de episienitización de la Sierra del Guadarrama permiten precisar, en primer lugar, la definición de episienita. En este sentido, los procesos de decuarcificación en los granitoides de la Sierra de Guadarrama siempre están asociados a procesos de metasomatismo alcalino de tipo sódico, de donde, estrictamente para el área de estudio, *se define como episienita s.s. o episienita primaria el resultado de la decuarcificación y metasomatismo sódico (neoformación de feldespatos sódicos) de un granitoide por la acción de fluidos hidrotermales, donde no hay evidencia de superposición sobre otro proceso metasomático de distinta naturaleza*. Si se obvia el comportamiento de los filosilicatos, las episienitas encontradas se encuadran dentro de los tipos feldespáticos definidos por Leroy (1982). Sin embargo, las episienitas de la Sierra de Guadarrama se caracterizan además por una diversidad mineralógica no reconocida en definiciones y clasificaciones anteriores de estos tipos litológicos, de donde es necesaria una nueva clasificación. Estas episienitas se caracterizan por sus tonos grises en sintonía con el granito encajante, resultado de la presencia de feldespatos blanquecinos, con aspecto terroso (brillo mate), y máficos. Estas tonalidades dificultan la localización de estos tipos en el encajante granítico.

El análisis realizado muestra la existencia de tipos aparentemente episieníticos (ausencia de cuarzo en una roca preferentemente formada por feldespatos alcalinos) que, sin embargo, son siempre el resultado de la transformación de episienitas previas, esto es, son el producto de procesos nunca asociados a la disolución de cuarzo. En este sentido, *se define como episienita retrogradada al resultado de la transformación de una episienita s.s., y que mantiene las características episieníticas (ausencia de cuarzo y presencia de feldespatos alcalinos)*.

La clasificación que se propone para las episienitas se basa en la expuesta previamente por Caballero et al (1991), aunque con importantes modificaciones.

Las episienitas s.s. se dividen en tres tipos en función del máfico presente. Estos tres tipos pueden marcar el pico metasomático en una columna de alteración o ser el resultado de la transformación de la columna metasomática por la evolución preferentemente térmica de los fluidos involucrados en la alteración. En este sentido, dado que estas transformaciones se producen desligadas de los procesos de decuarcificación, también debieran denominarse como episienitas retrogradadas. Sin embargo, dado que la asociación mineral resultante también puede ser el resultado de procesos asociados a la decuarcificación de granitoides, se incluyen dentro de las episienitas s.s.. Las relaciones de continuidad petrográfica entre los distintos tipos episieníticos encontrados se resumen en la figura 3.1.

**a) Episienitas piroxénicas:** Muy escasas, representan aproximadamente el 3% de las episienitas localizadas, aunque si se consideran los tipos retrogradados cloríticos, constituyen el 5% en origen. Se localizan en una banda definida por las poblaciones de San Rafael (Segovia), Becerril de la Sierra y Miraflores de la Sierra (Madrid). Generalmente muestran un estado variable de transformación a tipos anfibólicos, sin embargo, se mantiene la denominación de episienita piroxénica mientras el piroxeno esté presente en la roca, aunque el grado de transformación sea muy importante (p.ej. la muestra J37j). Se encuentran dos subtipos: una que presenta hedembergita (**episienitas piroxénicas hedembergíticas**) y otra con piroxenos de tendencia egirínica (**episienitas piroxénicas egirínicas**). El primer subtipo define, con el resto el resto de los tipos episieníticos (anfibólicos y biotíticos) una serie petrográfica continua, caracterizada por una mineralogía de tendencia alcalina (hedembergita, hastingsita, feldespatos alcalinos).

El subtipo piroxénico hedembergítico presenta plagioclasa (oligoclasa), aparte de hedembergita, como mineral principal. Como accesorios presenta esfena, magnetita, circón, allanita,  $\pm$ granate andradítico,  $\pm$ apatito,  $\pm$ fluorita y  $\pm$ sulfuros, con microclina y monacita más o menos transformadas, pero con tendencia a su desaparición. La transición a tipos anfibólicos

se verifica con la transformación del piroxeno a un anfíbol hastingsítico, albitización de la plagioclasa y la aparición de un estrecho "gap" de miscibilidad para éstas, puntual aparición de biotita pero nunca en equilibrio con el piroxeno, progresivo enriquecimiento en apatito y desaparición de la fluorita.

El subtipo piroxénico egirínico presenta piroxenos egirínicos (augitas egirínicas y egirinas), albita como feldespato neoformado, y esfena, magnetita, apatito y circón como accesorios; la microclina y biotita se presentan más o menos transformadas, la primera a albita y la segunda a piroxenos egirínicos. La transición a tipos anfibólicos se verifica con la formación de anfíboles holmquistíticos sódicos y taeniolitas (asociada a la microclinización), ricos en flúor. Aunque siempre se observa en mayor o menor grado esta transición, en el conjunto muestreado siempre aparecen piroxenos, de donde no se definen tipos anfibólicos holmquistíticos. Estas episienitas están irregularmente silicificadas.

**b) Episienitas anfibólicas.** Mejor representadas que las anteriores, constituyen incluyendo sus equivalentes cloritizados el 14% de la muestra obtenida aunque sólo el 4% del conjunto no se presentan transformadas a tipos cloríticos. Se localizan de forma irregular alrededor de los tipos piroxénicos, en la banda antes definida para estos tipos y en el área definida por las poblaciones de Collado-Villalba, San Lorenzo de El Escorial y Torreldones.

Estas episienitas se caracterizan por la presencia de anfíboles de tendencia hastingsítica coexistiendo con biotita. Se observa dos poblaciones composicionales de plagioclasa, que definen el "gap" peristerítico. Este "gap" de miscibilidad es progresivamente más amplio (el término básico es progresivamente más rico en calcio) conforme disminuye la temperatura de formación. Esta evolución se asocia a una presencia volumetricamente más importante de la epidota. Como accesorios aparecen esfena, apatito, circón, alanita, y  $\pm$  magnetita. Como fases metaestables o parcialmente transformadas aparecen microclina, monacita e  $\pm$  ilmenita.

**c) Episienitas biotíticas.** Se caracterizan por la presencia de biotita y ausencia de anfíbol. Sólo se encuentran cuatro afloramientos en el área estudiada, debido a la alta velocidad

de transformación de biotita en clorita, aunque originalmente representarían el 80 % del conjunto analizado. Aparte del anfíbol, comparte la misma mineralogía que los tipos anfibólicos, excepto en una acentuación del "gap" peristerítico, la mayor presencia volumétrica de la epidota y ausencia en todos los casos de magnetita. Dentro de este tipo se incluyen una muestra con características especiales que la distinguen del resto: un "gap" de miscibilidad para la plagioclasa estrecho y presencia de fluorita.

Asociaciones minerales semejantes a las de las episienitas de la Sierra de Guadarrama han sido reconocidas en Lagoa Real (Brasil) (ver Sobrinho et al., 1980; Maruejol, 1989; y Lobato y Fyfe (1990)), y clasificadas como **albititas lineares**. Además, los tipos piroxénicos egrínicos muestran de hecho, una mineralogía tipo albitita linear clásica (Sarcia, 1983; Bauchau, 1987).

En la Sierra de Guadarrama se encuentran dos tipos de episienitas retrogradadas:

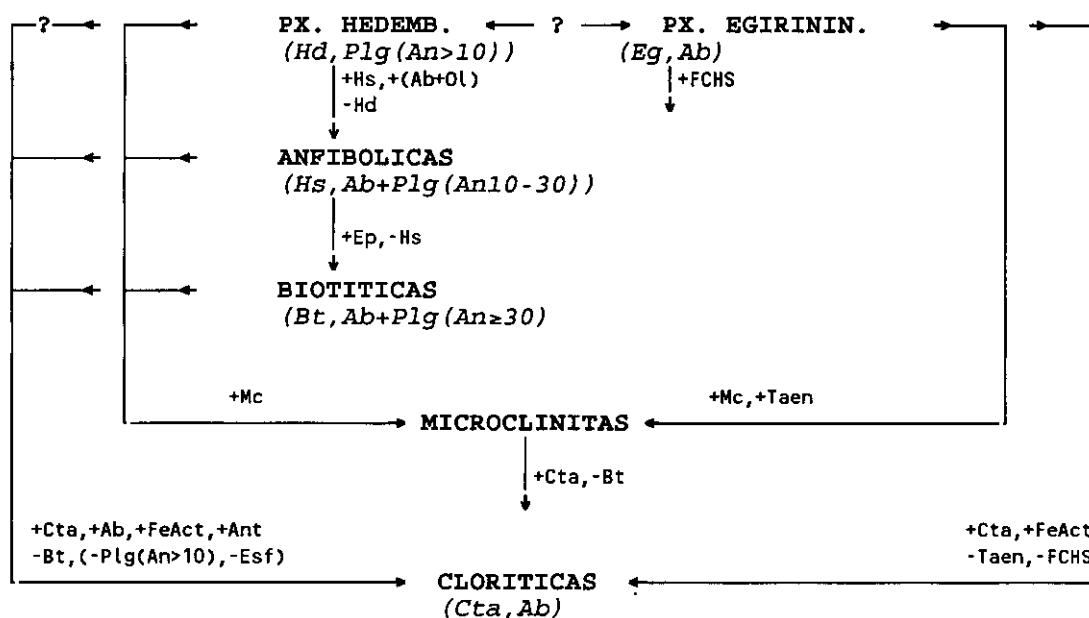
**a) Microclinitas.** Son aquellos tipos que se caracterizan por la presencia de microclina como feldespato dominante. Sólo se ha encontrado una microclinita relativamente bien conservada, ya que, al igual que los anteriores tipos, son más numerosos los tipos equivalentes cloritizados, aunque se mantendrá la denominación de microclinita cuando la microclina predomina sobre la plagioclasa. Esta microclinita (muestra J37h2) deriva de una episienita anfibólica, lateral a una piroxénica, donde se observa la transformación casi total de la plagioclasa en microclina y la desaparición del anfíbol a favor de biotita. Como accesorios se encuentran magnetita, apatito, circón y esfena.

Aunque no es frecuente la aparición de microclinitas o sus equivalentes cloritizados, siempre se observa un proceso de microclinización incipiente en todas las muestras estudiadas. Cuando aparecen, suelen presentarse como dominios microclínicos dentro de tipos albíticos.

**b) Episienitas cloríticas.** Se definen como tales aquellas episienitas donde los procesos de transformación de la biotita a clorita son completos. Este proceso afecta tanto a los tipos



primarios albiticos como a las microclinitas. El proceso de cloritización se asocia a procesos de albitización de la plagioclasa, transformación del anfíbol a tipos ferrohorbléndicos y ferroactinolíticos y transformación parcial de la esfena en anatasa. La epidota y microclina permanecen estables e, incluso, se puede observar una incipiente neoformación de epidota, como agregados de cristales de grano muy fino a submicroscópicos. La formación de clorita puede tener un carácter polifásico, con neoformación de tipos texturalmente diferentes, de menor temperatura. Se ha observado tipos cloríticos en los que el protolito parece constituir una episienita piroxénica, dada la forma de pseudomorfos de clorita.



**Figura 3.1.-** Relaciones de continuidad petrográfica entre los distintos tipos episieníticos observados en la Sierra del Guadarrama. Episienitas s.s.: Piroxénicas, Anfibólicas y Biotíticas. Episienitas retrogradadas: Microclinitas y Cloríticas. En *itálica* se anotan parte de las asociaciones minerales características para cada tipo y en letra pequeña, las transformaciones minerales que definen los distintos procesos. Los signos de interrogación indican tránsitos deducidos. Las abreviaturas minerales, empleadas para el conjunto de la memoria se definen en el apartado I.5.

Estas episienitas se caracterizan por su tonalidad rosa, tonalidad históricamente ligada al término episienita. Aparte de estas transformaciones, también se incluyen en este grupo

aquellas episienitas afectadas por otros procesos, no tratados en esta memoria: alteración carbonática, cuarzo-sericitización y argilitización. Los tipos cloríticos constituyen la mayoría de las episienitas observadas, constituyendo aproximadamente el 90% de la muestra.

### **III.2.- ASPECTOS TEXTURALES.**

En este subcapítulo se aborda la descripción textural de las episienitas. Se ha dividido en cuatro apartados, dedicados respectivamente a los tipos primarios, retrogradados, granitos rosa y a las derivaciones en cuanto a incremento de volumen derivadas de este estudio, derivación imprescindible para el posterior estudio geoquímico de estas litologías. Aparte de la descriptiva de carácter general realizada, en el anexo I se describen aquellas muestras más significativas del conjunto estudiado.

#### **III.2.a.- Aspectos texturales. Episienitas primarias.**

Microscopicamente, las episienitas primarias presentan una evolución textural, con tránsitos desde texturas de reemplazamiento-recrecimiento a texturas cataclásticas; texturas cataclásticas en el sentido de **Sibson (1977)**, esto es, rocas deformadas cohesivas no orientadas.

Las texturas mecánicas reconocibles son tardías respecto al inicio de los procesos de albitización, al desarrollarse siempre sobre una mineralogía ya episienítica, con texturas de reemplazamiento-recrecimiento, desarrolladas bajo condiciones aparentemente estáticas, del protolito. Las texturas de reemplazamiento-recrecimiento son el resultado de la albitización de la plagioclasa granítica y recrecimiento de ésta y la sustitución del cuarzo granítico por una plagioclasa albitica (albita u oligoclase) y minerales máficos (anexo 6, lámina III, fots. G,H; lámina IV, fot. C).

Los minerales máficos tienden a concentrarse en agregados de carácter intersertal

(microdominios de morfología variable con apariencia de rellenos, p.ej., anexo 6, lámina IV, fot. C) e intersticial (siguiendo bordes de grano de feldespatos). La generación de máficos parece responder a dos procesos: a) nucleación sobre biotitas graníticas y posterior crecimiento; la biotita protolítica también recrystaliza. b) rellenos de zonas abiertas, como parece indicarlo la aparición de drusas piroxénicas en los tipos piroxénicos egrínicos, con texturas iniciales relativamente bien conservadas (anexo 6, lámina III, fot. A). Es frecuente la observación en los nódulos intersertales, la presencia de cristales subidiomorfos de piroxeno, anfíbol, epidota y accesorios (anex. 6, lám. III, fot. G), aunque también aparecen como agregados de cristales alotriomorfos (anex. 6, lám. III, fot. H). Estos nódulos varían dentro de una misma muestra, desde nódulos con carácter casi monomineral a nódulos con una gran variedad mineral. La epidota es el único mineral máfico principal que puede formarse en las bandas de recrecimiento de los cristales de plagioclasa protolítica.

La epidota y anfíbol coexistentes en los nódulos máficos muestran evidencias texturales de desequilibrio, con el anfíbol, originalmente en posición intersertal a la epidota, desarrollándose sobre ésta, siendo frecuente la presencia de cristales subidiomorfos de anfíbol con epidota restítica en su interior. La epidota, frecuentemente zonada, presenta un aspecto criboso, producto de la presencia de numerosas inclusiones fluidas en su interior. El anfíbol de los tipos piroxénicos egrínicos muestran relaciones duales con el piroxeno. Por una parte lo sustituye, pero también pueden encontrarse nódulos máficos con cristales subidiomorfos de ambos, sin relaciones mutuas de sustitución (anex. 6, lám. III, fots. B,C). En los tipos piroxénicos hedembergícos, el anfíbol siempre sustituye al piroxeno de primera generación.

Todos los accesorios neoformados o en equilibrio suelen presentar, como previamente se ha comentado, hábitos subidiomorfos. Entre éstos, son características los zonados de recrecimiento de los circones. En cambio, ilmenita y monacita presentan coronas reaccionales. Coronas simples de esfena para la ilmenita y coronas dobles de apatito y allanita para la monacita.

En estos procesos, la microclina y/u ortosa granítica no se modifica apreciablemente,

salvo por la aparición micropertitas en varilla (ribbons) y en trenza (braid) y ribetes albiticos intergranulares poco desarrollados. La excepción a este comportamiento se observa en los tipos piroxénicos egrínicos, donde la albitización del feldespato potásico puede ser total en esta etapa inicial. Estos últimos también se caracterizan por la presencia de una biotita en desequilibrio, la cual muestra bordes aflecados en contacto con la albita (y microclina tardía) y desarrollo de máficos sobre ella. El origen de esta biotita es ambiguo, por un lado, aparecen relativamente grandes cristales blindados por feldespatos, que parecen tener un origen ígneo; sin embargo, también se observan cristales de menor tamaño entre grandes cristales de albita, a veces en agregados elongados, que parecen sugerir un origen hidrotermal.

Las texturas de reemplazamiento-recrecimiento antes descritas, que marcan el reemplazamiento inicial de un granitoide tienen un carácter aparentemente no dinámico; sin embargo, es obvio que la permeabilidad requerida para la alteración hidrotermal es de origen mecánico. **Lespinasse (1984)** y **Pêcher et al. (1985)** demuestran la asociación entre episienitización y microfracturación. La microfracturación se desarrolla preferentemente sobre el cuarzo granítico, esto es, el cuarzo canaliza la deformación y por tanto, la permeabilidad de la roca. Esta situación también es demostrada por **Vollbrecht et al. (1991)**, los cuales, en un estudio sobre microfracturación de rocas graníticas, comprueban su desarrollo preferencial sobre el cuarzo respecto a los feldespatos. Por otro lado, es perfectamente compatible una alta densidad de microfracturación con la ausencia de fenómenos de cataclasis si la velocidad de cicatrizado de las microfracturas es alta (**Onasch, 1990**). Teniendo en cuenta estas consideraciones, sería posible obtener texturas de reemplazamiento aparentemente estáticas sobre feldespatos, al estar controlada la deformación por el cuarzo. Al desaparecer éste, aparecen texturas dinámicas en los feldespatos, al modificarse el comportamiento reológico por el cambio composicional.

Estas texturas de reemplazamiento-recrecimiento están más o menos modificadas por texturas mecánicas tardías, como previamente se ha comentado. Estas texturas mecánicas no se observan en el granito circundante, salvo en los contactos. La deformación, de visu, es de tipo frágil: flujo cataclástico, entendido como el resultado de un proceso de deformación frágil

(cataclasis) no canalizado (**Rutter, 1986**). Sin embargo, microscópicamente, la deformación es de naturaleza preferentemente plástica (nomenclatura de **Rutter, op. cit.**) al desarrollar los feldespatos texturas de esta naturaleza.

En todas las episienitas primarias estudiadas siempre aparecen, en mayor o menor medida, texturas manto-núcleo, en el sentido de **White (1975)**. Se trata de núcleos de plagioclasa o microclina relativamente deformados, rodeados por una aureola granoblástica de plagioclasa, deformada o no, de grano fino a muy fino (anexo 6, lám. III, fots. D,E,F). Este término, procedente de la metalurgia, equivale al término textura en mortero. El desarrollo de estas texturas responden a procesos de recrystalización dinámica, mediante la formación de nuevos granos no deformados por migración de límites de grano, provocada por la alta densidad de dislocaciones en los bordes de grano ("recrystallization accommodated dislocation creep") (**Tullis y Yund, 1985**).

Una segunda interpretación podría consistir en que se trata de la recrystalización de agregados cristalinos procedentes de la granulación de cristales de mayor tamaño de grano originales. En los caso de granulación, los granos relictos deben mostrar signos de deformación frágil a escala de grano muy pequeña (como de hecho se observa en la microclina de los tipos biotíticos) y los agregados resultantes estarían formados por granos angulosos fuertemente inequigranulares (**Tullis y Yund, 1987**). Aunque el agregado externo recrystalice, debe preservarse la textura fuertemente inequigranular de este agregado y la zona de transición entre el agregado y núcleo relicto debiera mostrar procesos de segmentación cristalina por rotura, características no observadas en las texturas analizadas.

Esta segunda hipótesis podría reforzarse si se tiene en cuenta que en los casos estudiados no se trata de una mera recrystalización de la plagioclasa, sino que en general, salvo en los tipos piroxénicos, conlleva un cambio composicional de la misma, al hacerse más cálcica. Sin embargo, aunque este hecho indica una componente de desequilibrio químico en la transformación, **Yund y Tullis (1991)** demuestran que el principal factor para el desarrollo de estas texturas es la deformación asociada, control ya previamente sugerido por **White (op. cit.)**.

El control estructural también se manifiesta en la correlación existente entre la presencia de estructuras de deformación inter-intracristalinas y la extensión de las zonas recrystalizadas. Así, a mayor tasa de recrystalización se observa un carácter progresivamente más indentado (lobulado) de los bordes de grano, extinción ondulante mejor desarrollada, bandas de segregación de tipo I (**Hammer, 1982**) en episienitas anfibólicas y biotíticas y plegado de planos de macla.

La mejor evidencia para descartar la posibilidad de recrystalización de agregados cristalinos previamente formados por cataclasis se encuentra en los tipos biotíticos. En estos, la microclina presenta un mayor grado de deformación que la plagioclasa, visible especialmente en la presencia de una extinción ondulante bien desarrollada, con un aspecto homogéneamente parcheado. Este aspecto parcheado es el resultado de procesos de flujo cataclástico (**Tullis y Yund, 1987**), con el desarrollo de microestructuras discretas intracristalinas (microkinks y microfracturas) (**Pryer, 1993**). La plagioclasa en cambio presenta texturas de deformación (extinción ondulante continua, plegado de planos de macla) mucho más dispersas. Esta diferencia en el grado de deformación favorece un mayor desarrollo sobre la microclina de la plagioclasa neoformada. Sin embargo, no se desarrollan en la microclina de estas muestras texturas de núcleo-manto, observándose en cambio, un reemplazamiento generalizado de los cristales de microclina por una plagioclasa mirmequítica, posiblemente favorecido por el reparto homogéneo de la deformación en éstos (anexo 6, lám. IV, fot A). La plagioclasa de estas muestras presentan texturas transicionales entre la anteriormente descrita y protodesarrollos de texturas en manto-núcleo.

La presencia de texturas intragranulares de deformación frágil en la microclina de las episienitas biotíticas indica la menor temperatura de formación de éstas, dado que otras variables que controlan los mecanismos de deformación (presión confinante y velocidad de deformación) no deben de modificarse significativamente. Este control térmico sobre el tipo de texturas mecánicas intragranulares también se demuestra con la presencia de pequeños cristales individualizados producto de la rotación de subgranos en los núcleos relictos de plagioclasa en los tipos piroxénicos. La formación de subgranos se produce por el avance de dislocaciones en

el núcleo de los cristales ("climb accommodated dislocation creep") y su desarrollo es favorecido por velocidades elevadas de difusión, equivalente a temperaturas elevadas (Yund y Tullis, 1991).

La microclina, conforme aumenta la tasa de deformación, se albitiza progresivamente, mediante el desarrollo de mantos granoblásticos mirmequíticos de plagioclasa (anexo 6, lám. III, fot. F) y pertitización y formación de corredores intergranulares de plagioclasa albitica (bandas de segregación), especialmente a alta temperatura. La pertitización se verifica mediante el desarrollo de tipos pertíticos "catastróficos" en parche y vena (Parsons, 1978).

Los núcleos de microclina y plagioclasa se caracterizan por otra parte por su aspecto turbio, en el sentido de Worden et al. (1990); esto es, un aspecto rojizo o blanco terroso, producto de la presencia de numerosas microinclusiones (sólidas y/o fluidas) y microoquedades.

Dado que los feldespatos dominan modalmente la composición de estas rocas, se puede definir la textura general de estas rocas a partir de las características texturales de éstos. Así, para episienitas fuertemente deformadas, dado que la deformación se resuelve mediante procesos de recristalización dinámica sin desarrollo de estructuras planares penetrativas y sin orientación de la fábrica, se puede definir el término textura blastocataclasítica para definir las. Este término es equivalente al de textura blastomilonítica, propuesto por Sibson (1977), y se puede definir como aquellas texturas resultantes de procesos de deformación donde la neoformación/re-cristalización mineral es dominante. Este término, desconocido en la literatura geológica occidental, es empleado en la literatura rusa (p. ej. Isay, 1991).

Mientras los feldespatos muestran texturas de deformación plástica, la mineralogía asociada presenta texturas de deformación frágil excepto la biotita. El piroxeno, anfíbol y epidota se presentan como cristales rotos dentro de los nódulos máficos, inmersos (cuando se presenta) en una matriz biotítica de grano fino, parcial o totalmente recristalizada. Puntualmente pueden conservarse relativamente grandes cristales de biotita flexionados (anexo 6, lám. III, fots. A,B,G).

Cuando el incremento de deformación es grande, esto es, cuando las texturas manto-núcleo están muy desarrolladas, los nódulos máficos tienden a difuminarse, observándose aureolas granoblásticas mixtas de plagioclasa y máficos alrededor de ellos, que se hacen progresivamente más feldespáticas al alejarse del centro (anexo 6, lám. III, fot. E). Esta textura está especialmente marcada en los nódulos con biotita y anfíbol. El piroxeno muestra una capacidad de recrystalización en los agregados granoblásticos limitada. En el único caso observado, se trata de tipos composicionalmente distintos, no afectados por procesos de anfíbolitización. La epidota siempre muestra texturas de desequilibrio respecto a la plagioclasa rica en calcio neoformada y anfíbol, siendo frecuente la aparición de granos relictos procedentes originalmente de un sólo cristal aislados en la matriz granoblástica plagioclásica o dentro de cristales de anfíbol (anexo 6, lám. III, fot. E).

El anfíbol asociado a estos procesos de recrystalización dinámica, aunque generalmente es de grano fino a muy fino, muestra texturas de tendencia poiquiloblástica, especialmente manifiesta en los cristales de grano medio, con inclusiones de plagioclasa de segunda generación, epidota, accesorios e incluso biotita (anexo 6, lám. III, fot. D). La transformación de piroxeno en anfíbol también puede presentar un carácter tardío respecto al pico deformativo, como parece demostrarlo el desarrollo de agregados fibrosoradiados de cristales de grano medio no deformados sobre nódulos piroxénicos fragmentados. En cambio, biotita y piroxeno, se presentan como pequeños blastos en la matriz plagioclásica.

Los minerales accesorios muestran un comportamiento frágil al presentarse fragmentados, salvo la esfena que también pueden dar texturas similares a las anteriormente descritas para los feldespatos. Por otra parte, también se observa la neoformación de esfena, apatito, allanita, fluorita, magnetita y andradita.

En algún caso es posible observar procesos de reconstrucción mineral de carácter estático, posiblemente por procesos de calentamiento. En casos extremos conduce a la recrystalización completa de la roca, especialmente visible por la desaparición de las texturas mecánicas intracristalinas de los núcleos feldespáticos, mediante la transformación de la



plagioclasa en un agregado granoblástico alotriomorfo de la misma composición y la reconstrucción de la microclina, con desarrollo de texturas en enrejado muy bien definidas (anexo 6, lám. IV, fots. D,E).

Los contactos episienita-granito suelen resolverse en escasos centímetros, y se caracterizan por la desaparición gradual del cuarzo granítico, albitización de la plagioclasa y aparición de una asociación de minerales máficos similar a la de la episienita lateral. En estas zonas límite el cuarzo siempre aparece recristalizado, progresivamente más aislado, y menos abundante, en un entorno albitico, con hábitos frecuentemente bien desarrollados (anexo 6, lám. IV, fot. H). Esta rápida transición también se observa en el granito, donde las texturas inherentes a la episienitización (recristalización de biotita, albitización de la plagioclasa y reemplazamiento del cuarzo por albita) son sólo visibles en las inmediaciones del contacto. Frecuentemente es posible observar en el contacto y en sus inmediaciones (dentro del granito) el reemplazamiento de cuarzo por microclina, con interdigitaciones de ésta sobre aquel. Esta microclinización inicial nunca es observada en las episienitas primarias, donde la microclinización siempre presenta un carácter secundario respecto a la albitización.

### **III.2.b.- Aspectos texturales. Episienitas retrogradadas.**

Los procesos tardíos que dan lugar a las episienitas retrogradadas (microclinitas y episienitas cloríticas) muestran una naturaleza difusa, no canalizados por la existencia de discontinuidades mecánica, aunque en el caso de las episienitas cloríticas, son frecuentes las texturas frágiles discontinuas (anexo 6, lám. III, fots. G,H; lám. IV, fot. B).

Los procesos de microclinización se desarrollan mediante la progresiva formación y coalescencia de antipertitas en parche en las plagioclasas, preferentemente en los grandes cristales deformados y, en ciertas ocasiones, mediante la formación de granos individualizados dentro de estos cristales (anexo 6, lám. III, fot. H; lám. IV, fot. B). Se emplea el término antipertita en parche para definir un feldespato potásico tardío (microclina) que reemplaza a una

plagioclase previa, con distribución y morfología irregular y bordes difusos con la plagioclase. El desarrollo de estos procesos da lugar a la formación de cristales de microclina límpidos, no deformados o relativamente poco deformados, en los que es frecuente observar maclas en enrejado bien desarrolladas. Cuando el proceso afecta a los mantos granoblásticos plagioclásticos, el resultado es un agregado alotriomorfo de microclina con mayor tamaño de grano. Este proceso suele respetar la asociación de máficos presente en las episienitas, sin embargo, también se observan procesos de neoformación de micas (biotita y taeniolita) a partir de anfíboles previos (hastingsita y ferri-clinoholmquistita sódica respectivamente) y biotita (para el caso de las taeniolitas) (anexo 6, lám. III, fot. C).

La cloritización tiene lugar a expensas de la biotita fundamentalmente, aunque también afecta a la plagioclase, especialmente a los términos cálcicos. La transformación de la biotita en clorita se verifica mediante pseudomorfosis o bien, mediante la formación de agregados cloríticos de grano muy fino. Esta transformación es prácticamente total, de donde la dificultad de observar tipos episieníticos primarios. En cambio, los procesos de transformación asociados, posteriormente descritos, presentan diversos grados de desarrollo. En los procesos de cloritización, aparte del desarrollo de clorita sobre biotita, también es posible observar el reemplazamiento incipiente de la plagioclase circundante por clorita, especialmente en los microdominios ocupados por los términos cálcicos (anexo 6, lám. IV, fot. G).

Los procesos de cloritización no modifican la textura general de la roca, modificándose en menor grado, y de forma variable, las texturas microscópicas, en función del grado de desarrollo de los procesos asociados a la cloritización de la biotita.

Durante los procesos de cloritización se conservan, en una primera etapa, los cristales de anfíbol, aunque se presentan modificaciones composicionales (anexo 6, lám. IV, fot. C); en una segunda etapa se verifica la neoformación de nuevos cristales de anfíbol, con texturas fibroradiadas (ferroactinolitas). La epidota no parece experimentar cambio alguno, pero se pueden observar agregados de epidota aureoleando los antiguos cristales de epidota o dispuestos en las paredes de los nódulos máficos, con tamaños desde submicroscópicos a grano muy fino.

Es frecuente observar varios procesos sucesivos de cloritización en una misma roca donde, en general, la nueva clorita se dispone en agregados de grano cada vez más fino. En estos casos, los anfíboles pueden presentarse parcialmente argilitizados. Estas etapas sucesivas de retrogradación puede dar lugar a la aparición de tipos oquerosos, similares a los definidos en el Macizo Central Francés (véase Leroy, 1978a; Cathelineau, 1987a). En estos casos, se disuelven los nódulos máficos, preservándose óxidos de Fe-Mn-Ti, y/o transformándose a agregados de minerales arcillosos, clorita y óxidos. Las paredes de los nódulos están tapizadas de adularia frecuentemente. Suelen estar muy fracturadas, fracturas rellenas frecuentemente de óxidos de Fe, posiblemente.

Respecto a los feldespatos, los agregados granoblásticos de grano fino recrystalizan, aumentando el tamaño de grano por coalescencia de varios individuos o incorporándose a los grandes cristales de los núcleos de las primitivas texturas de manto-núcleo, por avance de los límites de éstos. Estos núcleos también experimentan procesos de reconstrucción mineral, tendiendo a desaparecer las texturas mecánicas intracristalinas (anexo 6, lám. IV, fot. C,F).

Característica también de esta etapa es la transformación parcial de la esfena en anatasa.

### **III.2.c.- Aspectos texturales. Granitos rosa.**

La observación microscópica de estas bandas de alteración laterales a las episienitas revela la presencia de un proceso de cuarcificación, más o menos desarrollado, con desaparición de los nódulos máficos y feldespatos, especialmente la plagioclasa, a favor de agregados policristalinos globulosos de cuarzo. Este proceso se desarrolla sobre rocas totalmente alcalinizadas (episienitizadas) como sobre el granito lateral, como lo demuestra la presencia de plagioclasas zonadas. El reemplazamiento de la plagioclasa se caracteriza por la sustitución preferente, en muchos casos, del núcleo de estos cristales, preservándose el borde. Respecto a los agregados máficos, estos tienden a desaparecer completamente, aunque es posible la conservación de algún resto de máfico incluidos en los nuevos cristales de cuarzo.

**III.2.d.- Aspectos texturales. Modificaciones volumétricas.**

Una de las consecuencias más importantes derivadas del estudio textural es que se puede afirmar que los procesos de episienitización tienen, al menos, un carácter esencialmente isovolumétrico. En los tipos episieníticos primarios, los primeros procesos de reemplazamiento, con mantenimiento de la textura ígnea, no presentan mayores problemas. Los procesos de cataclasis, aunque resueltos en texturas de deformación plástica a nivel microscópico, implican necesariamente dilatación del volumen rocoso (Rutter, 1986). Sin embargo, la observación visual y microscópica de los cristales feldespáticos previos no muestran una expansión volumétrica importante, de donde se asume un carácter isovolumétrico para la alteración. Por último, el carácter difuso de los procesos tardíos de microclinización y cloritización no implican modificaciones volumétricas.

**III.3.- MINERALOGIA.**

En este apartado se aborda la descripción mineralógica de las episienitas de la Sierra del Guadarrama. En primer lugar se realiza el estudio de los minerales principales y en último lugar, el de los minerales accesorios. Para cada mineral se aborda, en primer lugar, el cálculo de la fórmula unidad, siempre calculada con el programa MINFILE (Afifi y Essene, 1989) aunque no necesariamente con los métodos propuestos por estos autores. En segundo lugar se describen las características mineraloquímicas, con el establecimiento de vectores de evolución si procede.

**III.3.a.- Feldespatos.**

Son tectosilicatos con fórmula unidad:



donde, para el sistema Ab-An-Or, se tiene la siguiente distribución catiónica:

$$T = \text{Si, Al}$$

$$X = \text{Na, K, Ca}$$

La fórmula unidad se calcula a 5 cationes y se asigna a las posiciones tetraédricas Ti,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  y Mg (Smith y Brown, 1988). Respecto al Mn, aunque no hay datos sobre su ubicación en la estructura de estos minerales también se le adjudica una coordinación tetraédrica. Respecto al Fe, se asume por conveniencia un estado trivalente (Smith y Brown, op. cit.) (anexo 4, tablas 4.1).

La clasificación empleada es la de Brown y Parsons (en Smith y Brown, op.cit) para feldespatos con un grado de orden intermedio y alto (fig. 3.2).

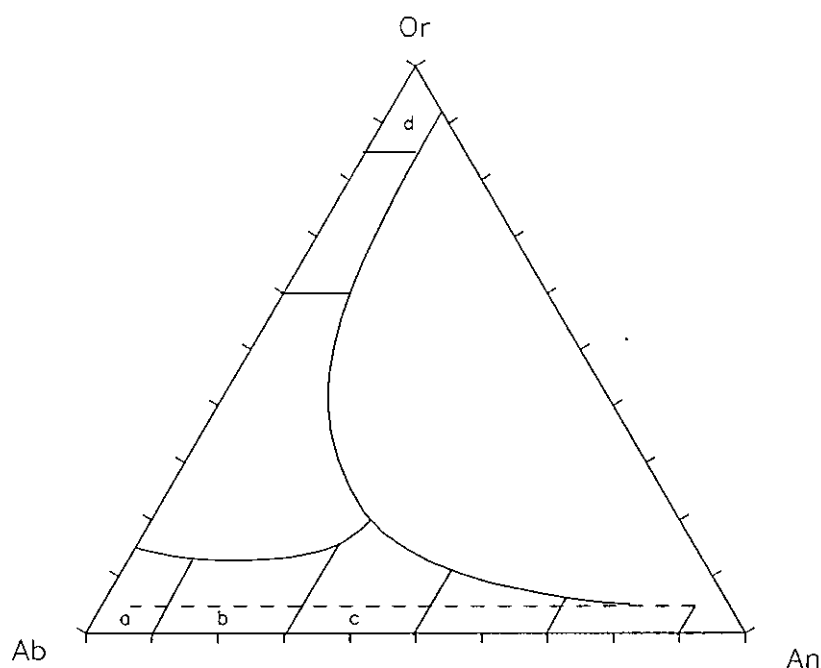


Figura 3.2.- Clasificación de Brown y Parsons (en Smith y Brown, 1988) para feldespatos con un grado de orden medio-alto. Los tipos representados en la memoria son: a) Albita baja; b) Oligoclasa baja; c) Andesina baja y d) Microclina u ortosa pertítica.

### III.3.a.1.- Feldespato potásico.

Se clasifican como ortosas y/o microclinas, al presentar contenidos en ortosa generalmente superiores a Or 95 y nunca inferiores a Or 90, contenidos en An no superiores a An 01 y albita entre el Ab 02 y Ab 09 (figs. 3.3a,b,c y 3.4d,e,f; anexo 4, tablas 4.1).

Los únicos datos de que se disponen acerca del grado de ordenación estructural son los de **Tornos (1990)**. Este autor, a partir de la clasificación de **Parsons y Boyd (1971)** clasifica el feldespato potásico de algunas episienitas cloríticas como microclina máxima. Esta clasificación concuerda con el hecho de que la aparición de clorita se produce a temperaturas inferiores a 360°C, dentro del campo de estabilidad de la microclina máxima (**Brown y Parsons, 1989**).

Esta clasificación podría extenderse al conjunto de episienitas cloríticas analizado. Sin embargo, los tipos episieníticos primarios se caracterizan por temperaturas de formación superiores, que en algunos casos supera los 500°C (límite térmico inferior de estabilidad de la sanidina (**Brown y Parsons, op. cit.**)). Las temperaturas de formación elevadas podrían facilitar la preservación de la ortosa granítica, aparte que, posiblemente, los tipos piroxénicos presenten sanidida.

La única posibilidad óptica de discriminar entre ortosa y microclina, pero no excluyente, es la presencia de maclas en enrejado (**Smith y Brown, 1988**). Estas sólo son visibles en los procesos de microclinización tardíos y en aquellos casos de reconstrucción mineral por calentamiento. Sin embargo, es previsible la desaparición total de la ortosa en las episienitas ya que en medios hidrotermales con deformación, la conversión de la sanidina a polimorfos de menor temperatura se realiza directamente a microclina intermedia, ya que ambas características (deformación y presencia de fluidos) facilitan un rápido ordenamiento del feldespato potásico, impidiendo la aparición de ortosa. La ortosa es una fase metaestable, resultado de las extremadamente bajas velocidades de difusión de Al y Si debido a la aparición de un dominio textural peculiar en la transición sanidina-microclina (**Brown y Parsons, op. cit.**).

Así, en general, se puede clasificar el feldespato potásico de las episienitas como microclina s.l., sin descartar la posible presencia de sanidina en los tipos piroxénicos.

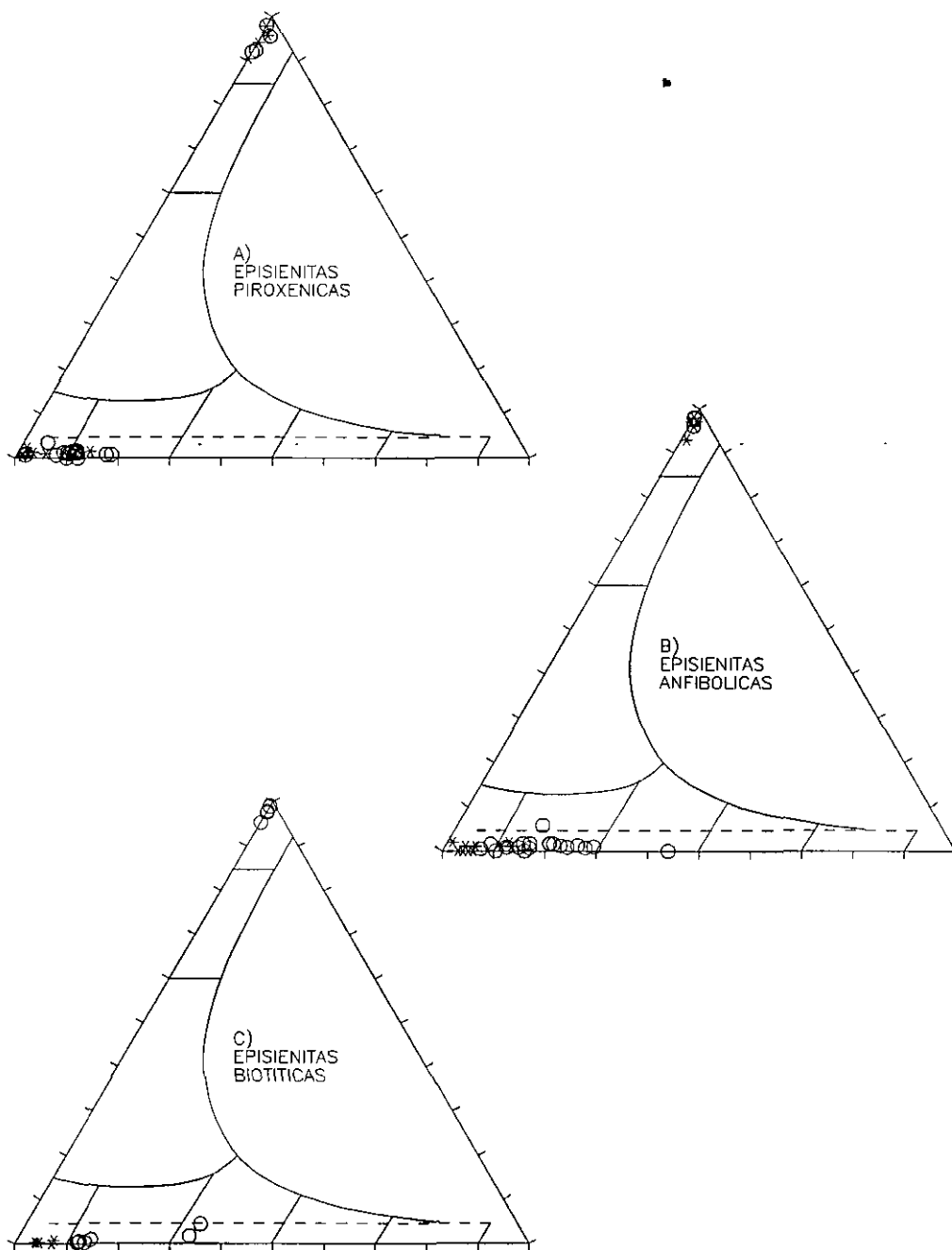
### **III.3.a.2.- Plagioclasa.**

La plagioclasa de las episienitas anfibólicas, biotíticas y parte de las cloríticas se caracterizan por una composición bimodal, con una composición albítica para los núcleos de plagioclasa de las texturas manto-núcleo (Plg I) y composiciones más ricas en calcio para los mantos granoblásticos, aunque también aparecen tipos albíticos (Plg II). El carácter cálcico de la Plg II se acentúa desde los tipos piroxénicos fuertemente anfibolitizados a los tipos biotíticos, desde An 5-10 a An 35, e incluso An 44 (fig 3.3b,c, 3.4b) (anexo 4, tablas 4.1).

La coexistencia de los dos tipos composicionales de plagioclasa encontrados se ha explicado generalmente como resultado de un "gap" de miscibilidad ("gap" peristerítico) (Nord et al., 1978; Moody et al., 1985; Brown, 1989). La posibilidad de que se trate de casos de persistencia metaestable de la albita (Plg I) (Goldsmith, 1982) parece descartarse debido a la inexistencia de zonados progresivos hacia los mantos, con contenidos en Ca intermedios, como sería de preveer en el medio estudiado, dada la naturaleza permeable de la plg I y la deformación asociada.

La elevada permeabilidad, y facilidad de reacción con las soluciones acuosas presentes en el medio, se demuestra por el carácter turbio de la plagioclasa (turbidez que aumenta espectacularmente en los procesos de retrogradación de baja temperatura) (Worden et al., 1990), y la ubicuidad del desarrollo de antipertitas en parche.

Por otra parte, los datos experimentales de Yund y Tullis (1991) demuestran que, para periodos deformativos muy breves y mecanismos de recristalización dinámica, es fácil alcanzar porcentajes significativos de reajuste composicional en los núcleos (de las texturas manto-núcleo) de las plagioclasas.



**Figura 3.3.-** Clasificación de los feldspatos de las episienitas de la Sierra del Guadarrama. a) Episienitas piroxénicas; b) Episienitas anfibólicas; c) Episienitas biotíticas. (\*) Feldspatos de primera generación (zonas de núcleo en texturas manto-núcleo); (O) Feldspatos de segunda generación (zonas de manto y microclina tardía)



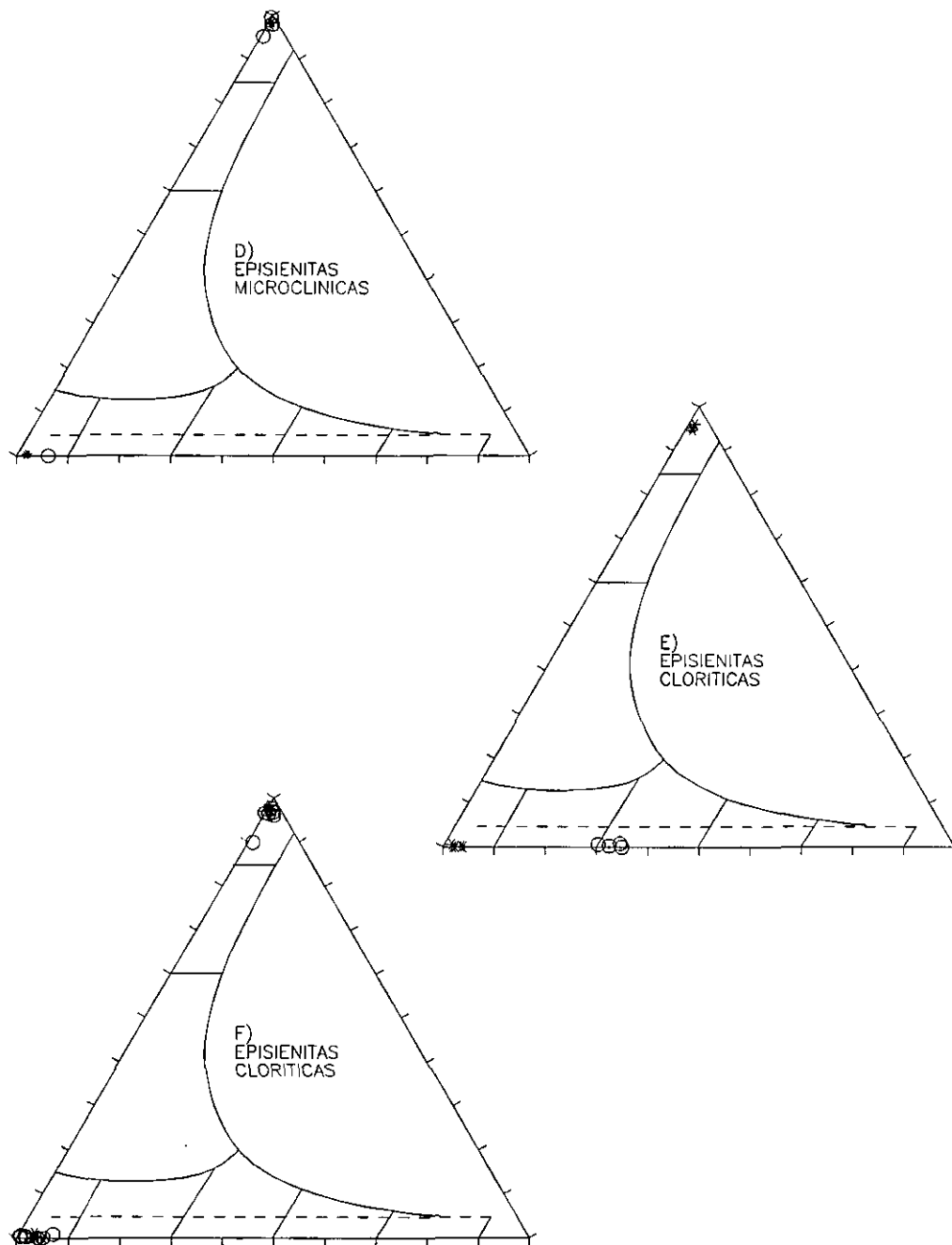


Figura 3.4.- Clasificación de los feldespatos de las episienitas retrogradadas de la Sierra del Guadarrama. d) Episienitas microclínicas; e) Episienitas cloríticas (con preservación de plagioclasa cálcica); f) Episienitas cloríticas (con procesos de albitización totalmente desarrollados). (\*) Feldespatos de zonas de núcleo en texturas manto-núcleo; (O) Feldespatos de zonas de manto y microclina tardía.

Por otra parte, las relaciones isotópicas  $\delta^{18}\text{O}$  y el comportamiento de la plagioclasa de la muestra J34f2, confirman claramente la facilidad de un posible reajuste composicional en el medio episienítico:

a) La plagioclasa de muestras retrogradadas reequilibran fácilmente su relación isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  con fluidos meteóricos a bajas temperaturas (ver capítulo VI).

b) La plg I (albita) puede presentar a veces procesos de basificación. Así, la plagioclasa texturalmente de tipo I de la muestra J34f2 (ver tabla 3.1) es una oligoclasa (An 12) mirmequítica con microsectores albiticos, similar a las definidas por **Asworth (1986)** en medios metamórficos; las mirmequitas demuestran claramente el reemplazamiento de una albita anterior. Por otro lado, la plagioclasa (I y II) de algunas muestras cloríticas es de naturaleza albitica (anexo 4, tablas 4.1), con indicios texturales de reconstrucción mineral, lo que parece indicar la existencia de procesos de albitización retrógrados.

La principal consecuencia que se deriva de la existencia de este "gap" de miscibilidad es la imposibilidad de utilizar la termobarometría basada en reacciones de equilibrio con componente plagioclasa (**Parsons, 1981; Poli y Schmidt, 1992**): termómetros basados en el equilibrio feldespato alcalino-plagioclasa (**Stormer, 1975; Whitney y Stormer, 1977; Haselton et al., 1983; Price, 1985; Green y Usdansky, 1986; Fuhrman y Lidsley, 1988, Elkins y Grove, 1990**) y termobarómetros basados en el par plagioclasa-anfíbol (**Hammarstrom y Zen, 1986; Johnson y Rutherford, 1989; Blundy y Holland, 1990; Schmidt, 1992**).

El "gap" peristerítico, aunque imprecisamente definido debido a la imposibilidad de su reproducción experimental (**Brown, 1989**), presenta ciertas características útiles para la interpretación de los tipos litológicos muestreados:

a) El punto crítico del "gap" se sitúa a una temperatura inferior a  $650^{\circ}\text{C}$ , probablemente entre  $550$  y  $600^{\circ}\text{C}$  (**Brown, op.cit.**). La dependencia de la temperatura del punto crítico con la presión no está clara, aunque parece mínima. Así, la relación de  $20^{\circ}\text{C/Kb}$ , deducida por

Maruyama et al. (1982) a partir de sistemas naturales, es negada por Brown (op.cit.), el cual propone una relación de aproximadamente  $25^{\circ}\text{C}/17\text{Kbar}$ . Los datos experimentales de Moody et al. (1985) tampoco avalan la hipótesis de una dependencia significativa del punto crítico con la presión.

b) El "gap" es asimétrico, con mínimas variaciones composicionales de la rama albítica (Nord et al. (1978), Carpenter (1981), Maruyama et al. (op.cit.), Grove et al. (1983), Brown (op.cit.). En general, se estima que la composición más cálcica posible dentro del "gap" corresponde a An 25. Sin embargo, en las muestras estudiadas se infiere que el límite llega al menos hasta An 35 (tabla 3.1), e incluso a valores superiores (An 42). Este valor se observa en un borde recrecido de una albita (plg I) de la muestra J83b2. Esta observación indica que la formación de plagioclasas peristeríticas también acontece en la etapa inicial de reemplazamiento del cuarzo granítico. Si bien estos valores superan el límite generalmente aceptado, la imprecisión con la que está definido el "gap" no excluye esta posibilidad. De hecho, el diseño de Carpenter (op.cit.) amplía el "gap" por encima del límite An 25 a bajas temperaturas.

c) Poco o nada se sabe del límite inferior térmico del "gap". Así, mientras Grove et al. (op.cit.) lo fijan hacia los  $390^{\circ}\text{C}$  y Moody et al. (op.cit.) lo sitúan hacia los  $375^{\circ}\text{C}$ , Carpenter (op.cit.) y Brown (op.cit.) tienden a ubicarlo a temperaturas aún más bajas. A temperaturas inferiores la plagioclase deja de ser miscible, siendo las fases estables anortita y albita baja (Smith y Brown, 1988).

d) Por último, es posible que el "gap" de miscibilidad coherente (región espinoidal) esté poco deprimido respecto al "strain free gap" (solvus), especialmente en el extremo albítico (Brown, op.cit.).

Dadas las anteriores características y a partir de las composiciones medias de las poblaciones de plagioclase para cada muestra (tabla 3.1), se llega a las siguientes conclusiones:

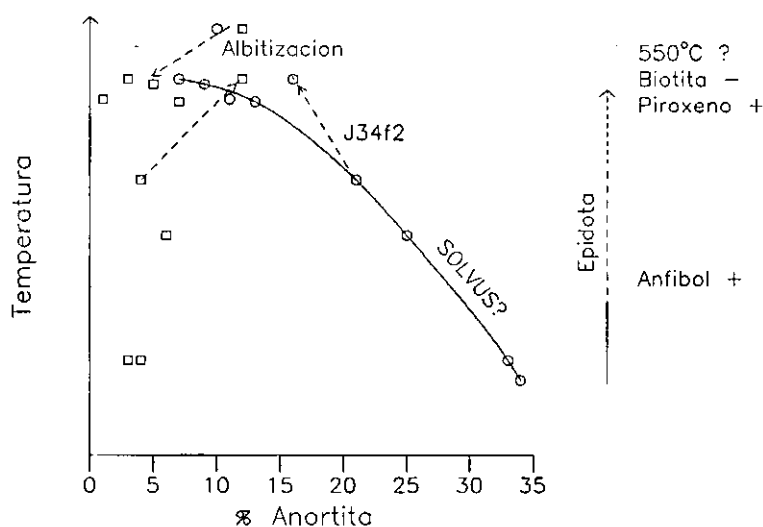
1) El proceso metasomático inicial, dada la ausencia de lamelas de exolución, es un proceso de albitización, con formación de albita composicionalmente incluida entre la región espinoidal y el solvus o fuera del "gap". A este proceso se superpone un segundo que conlleva la formación de una nueva plagioclasa cuya composición se situaría dentro del "gap" peristerítico, implicando la preservación de la albita inicial y neoformación, facilitada por un proceso de recristalización dinámica, de una plagioclasa más cálcica, formando los mantos.

2) La composición de esta fase cálcica permite el establecimiento de una termometría relativa (tabla 3.1; fig. 3.5):

Las episienitas piroxénicas (J37a), con composiciones semejantes para los dos tipos de plagioclasa (An 12 para la plg I y An 10 para la plg II) (fig. 3.3a) se forman a temperaturas superiores a la del punto crítico del "gap" ( $T \approx 550-600^{\circ}\text{C}$ ). La muestra Espinar constituye un caso aparte; totalmente reconstruida, muestra una textura granoblástica inequigranular sin texturas mecánicas. El feldespató potásico muestra una textura en enrejado bien desarrollada lo que implica inequívocamente reconstrucción por debajo de  $500^{\circ}\text{C}$  (Brown y Parsons, 1989). Esta temperatura permite explicar la aparición de una albita casi pura (An 01) coexistiendo con oligoclasa (An 11): si la oligoclasa es la plagioclasa inicial (plg I), cualquier descenso de temperatura implica una línea evolutiva, para la composición de la plagioclasa teóricamente estable, por la zona comprendida entre el espinoidal y el solvus del brazo cálcico del "gap" de miscibilidad, preservándose metaestablemente la oligoclasa inicial (hay ausencia de texturas de exolución) y nucleando albita, con composición definida por el límite del solvus. Los tipos piroxénicos egirínicos se caracterizan por la formación de albita (An 02).

Las muestras piroxénicas hedembergíticas anfíbolizadas (muestra J37j) muestran un incipiente "gap" de miscibilidad (Plg I = An 3 y Plg II = An 7). Estos contenidos de anortita de los dos tipos de plagioclasa indican que la temperatura de formación es ligeramente inferior a la del punto crítico del "gap". Las relaciones texturales entre anfíbol y piroxeno en esta muestra no están claras. Si bien es cierto que la primera generación de piroxeno está prácticamente transformada en anfíbol, existe una segunda generación, algo más rica en

magnesio no afectada por este proceso. Ambos, anfíbol y piroxeno de segunda generación muestran relaciones de equilibrio aparente con la plagioclasa de segunda generación, de donde, si bien no se puede hablar exactamente de equilibrio al no haberse observado las relaciones entre ambos, si se puede afirmar que esta muestra marca la transición entre tipos piroxénicos y anfibólicos, dada la relación de anfíbol y piroxeno con la plagioclasa. Por otra parte, la transición entre tipos piroxénicos hedembergíticos y anfibólicos lleva asociada un proceso de albitización, dadas las composiciones observadas entre las muestras J37a y J37j.



**Figura 3.5.-** Visión cualitativa del "gap" peristerítico observado en las plagioclases obtenido a partir de los valores medios de la tabla 3.1. Se muestra la evolución composicional de la muestra J34f2 (ver texto) y la transición entre tipos piroxénicos y anfibólicos (muestras J37a y j, ver texto).

Las episienitas anfibólicas y biotíticas se forman dentro del "gap" de miscibilidad, en un amplio rango de temperatura, que se puede correlacionar con la presencia y abundancia de epidota (fig. 3.3b,c; fig. 3.5). Hay que resaltar que este mineral presenta texturas de equilibrio con la albita (plg I) pero de disequilibrio con la plagioclasa cálcica. En general, la temperatura de formación de las episienitas biotíticas (plagioclase II con  $An \approx 33$ ) es menor que para las anfibólicas: plagioclase II con  $An 07$  para J37j,  $An 09$  para J99c (anfíbol+, biotita+, epidota-) y  $An 21$  para J83b (composición de la plagioclase cálcica en equilibrio con anfíbol y escasa

MUESTRA	An PI	An PII	Características
J37a	12	10	Px. Débil anfibolitización.
J37j	03	07	Px. Fuerte anfibolitización.
Espinar	01	11	Px. Recristalización total. T<500°C (Microclina con textura en enrejado).
86147	02	02	Px. alcalina. ± retrogradada
J99c	05	09	Anf. Anfíbol intersticial, no epidota.
J34f2	12 06	16 25	Anf. PI mirmequítica con inclusiones de albita. Doble generación de oligoclasa granoblástica. Epidota residual.
J83b	04 06	21 44	Anf. Epidota residual. Restos de bordes andesínicos en albita.
J135	04	33	Bt. Epidota abundante.
J126	07	13	Bt. No epidota.
JM127	---	34	Bt. Epidota abundante.
J116a	03	33	Cta. Anfíbol y epidota presentes.
J130	04	01	Cta. Anfíbol y epidota presentes.
J133	---	07	Cta. Anfíbol y epidota presentes.
86820	04	01	Cta. Anfíbol recristalizado y epidota presentes.
JM37	---	03	Cta. Anfíbol caolinizado. Epidota presente.
J25b2	04	04	Cta. Epidota presente.

Tabla 3.1.- Porcentajes molares medios de las plagioclasas (plagioclasa I (PI) y plagiclasa II (PII) episieníticas. Leyenda: Px) Episienita piroxénica; Anf) Episienita anfibólica; Bt) Episienita biotítica; Cta) Episienita clorítica.

presencia de epidota residual). Las muestras JM127 y J135 son episienitas biotíticas muy ricas en epidota y se forman a temperaturas inferiores (plg II con An 34 y 33 respectivamente); sin embargo, J126, también biotítica pero sin epidota, presenta una plagioclasa II con An 13, equivalente a altas temperaturas de formación.

Evidencias de superposición de varias etapas metasomáticas en las episienitas se encuentra en las muestras J83b y J34f2. La plg II de la muestra J83b evoluciona desde An 42

a An 21, con nulas diferencias en la composición de la albita, lo que parece constituir una evolución progradada definida por el "gap"; la muestra J34f2 presenta una plagioclasa II que evoluciona desde An 25 a An 16, lo que parece también marcar una evolución progradada pero la composición An 12 para la plg I, mirmequítica, descarta un control composicional por parte del "gap" de miscibilidad. Asworth (1986) explica esta situación a partir de una evolución progradada con trayectorias en un diagrama  $X_{An}$ -T (calcificación) que sobrepasan los límites del "gap" (ver fig. 3.5). La muestra J116a, clorítica con anfíbol fuertemente retrogradado a agregados vermiculíticos y abundante epidota, presenta una plg II An 33, que representa una composición preservada de una etapa de mayor temperatura, aunque posiblemente ligada a menores temperaturas que el pico térmico del proceso metasomático de la muestra, dada la presencia de anfíbol.

Las episienitas cloríticas (fig. 3.4b,c; tabla 3.1) en general presentan composiciones albiticas para la plg II, que se caracterizan por la presencia de texturas de recristalización por coalescencia. Estos procesos de albitización son previsibles para temperaturas inferiores a las del "gap" peristerítico, dada la existencia de un "gap" de miscibilidad a baja temperatura, con extremos composicionales definidos por albita y anortita (Smith y Parson, 1988). La temperatura de transición entre ambos ámbitos composicionales de la plagioclasa no está bien definida, pero parece situarse hacia los 380°C (Grove et al., 1983; Moody et al., 1985).

Por último, los procesos de microclinización (ver muestra J37h2, desarrollada a partir de una asociación mineral similar a J37j) se desarrollan sin cambios significativos en la composición de las plagioclasas (fig. 3.4a).

### **III.3.b.- Piroxenos.**

Son silicatos de cadena simple con fórmula unidad:



Para el cálculo de la formula unidad y clasificación se utiliza el método de **Morimoto et al. (1988)**. La fórmula unidad se calcula a 4 cationes y 6 aniones (si  $Si > 2$  se ajusta a  $Si=2$ ) con el siguiente orden de preferencia (teniendo en cuenta sólo los elementos analizados) para la ocupación de las distintas posiciones:

<b>T</b>	Si	Al	Fe <sup>3+</sup>							
<b>Y</b>		Al	Fe <sup>3+</sup>	Ti <sup>4+</sup>	Cr <sup>3+</sup>	Ti <sup>3+</sup>	Mg	Fe <sup>2+</sup>	Mn	
<b>X</b>							Mg	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Ca Na

Composicionalmente se observan dos tipos de piroxenos, que definen respectivamente a los tipos episieníticos piroxénicos.:

A) Piroxenos cálcicos, con Q ( $Ca+Mg+Fe^{2+}$ ) entre 1.6 y 2.0 (fig. 3.6) y contenidos de Ca superiores a 0.89 a.f.u. (átomos por fórmula unidad) asociado a contenidos en Mg inferiores a 0.26 a.f.u., que se clasifican como hedembergitas (anexo 4, tabla 4.2)(fig. 3.7). Estos cristales pueden presentar cantidades menores de  $Fe^{3+}$  en posición tetraédrica, cantidades posiblemente atribuibles a errores analíticos dada su irregular distribución. Sin embargo, el contenido en  $Fe^{3+}$  en posición octaédrica es significativo, oscilando entre 0.05 y 0.13 a.f.u.. La incorporación de  $Fe^{3+}$  en posición octaédrica va ligado a dos tipos de sustitución: egirínica (principal) y essenítica. El contenido en Mn no supera 0.6 a.f.u. y la componente jadeítica es nula.

Estos piroxenos a su vez se dividen en tres subtipos (anexo 4, tabla 4.2)(fig. 3.7):

1) Hedembergitas con contenidos de Enstatita entre el 5 y 10% en el espacio Quad ( $Ca+Mg+Fe^{2+}$ ). Son los piroxenos ligados al reemplazamiento inicial del granitoide, y forman parte de los nódulos máficos.

2) Hedembergitas con contenidos en En superiores al 10%. Son cristales neoformados situados en las zonas de manto, en facies fuertemente anfibolitizadas. En estos tipos



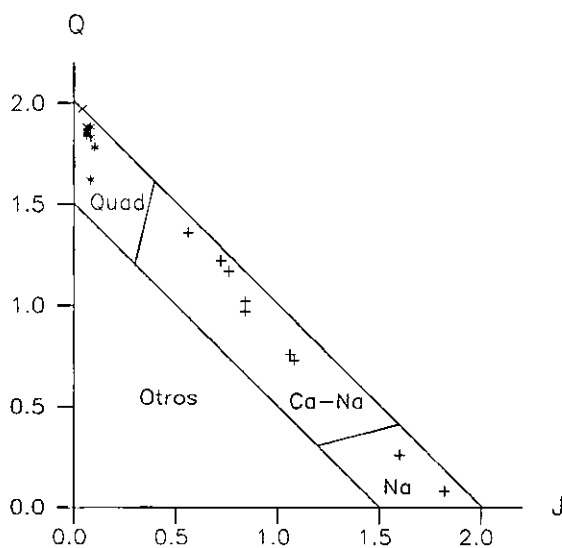


Figura 3.6.- Diagrama Q-J de clasificación de piroxenos. (\*) Piroxenos cálcicos; (+) Piroxenos egirínicos.

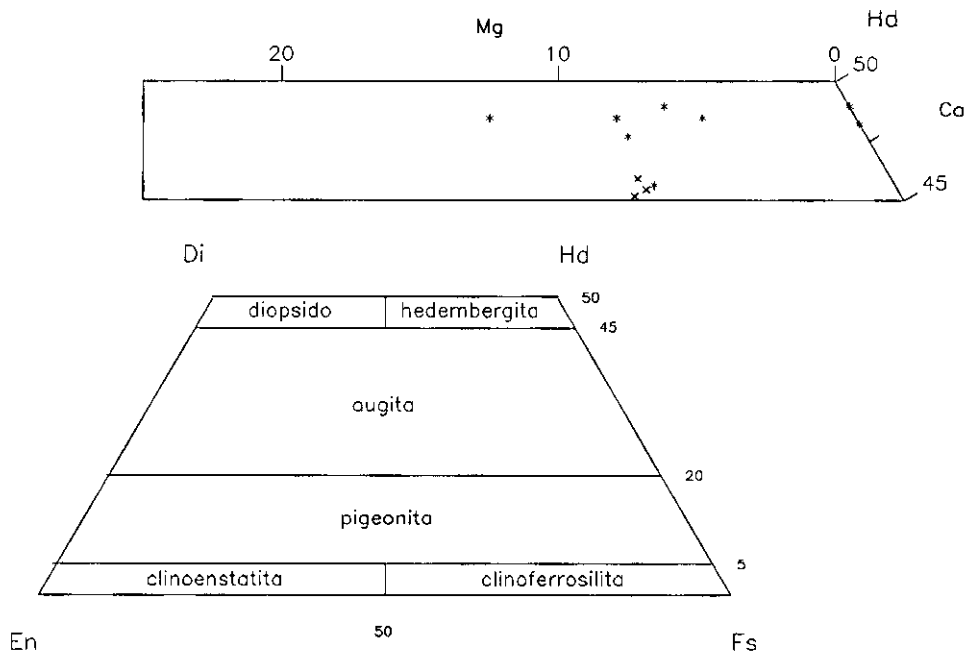


Figura 3.7.- Clasificación de piroxenos QUAD (Ca-Mg-Fe). (\*) Muestra J37; (x) Muestra El Espinar.

litológicos se pueden observar microzonas anfibólicas (hastingsita+plagioclasa) y microzonas piroxénicas (hedembergita+plagioclasa).

3) Hedembergitas no magnesianas, con  $En=0\%$ . Texturalmente idénticos a los anteriores, coexisten con granate andradítico en muestras relativamente poco anfibolitizadas.

B) Piroxenos de tendencia peralcalina. Composicionalmente son mucho más heterogéneos que los cálcicos tanto a escala de afloramiento como a microescala, oscilando entretipos calco-sódicos y sódicos, con valores  $J$  (2Na) oscilantes entre 1.08 y 1.82 para la muestra CEC4 y entre 0.56 y 1.06 para la muestra 86147 (fig. 3.6). Ambas muestras pertenecen a dos columnas de un mismo conjunto episienítico. En el triángulo Q-Eg-Jd definen una serie continua entre el polo Q (Wo-En-Fs) y el polo Eg (egirina), esto es, transitan desde augitas egirínicas (86147 y CEC4) a egirinas (CEC4), con contenidos menores de Jadeita (nunca superiores al 3.40%) (fig. 3.8). Esta heterogeneidad composicional responde en parte a la existencia de zonados irregulares, con núcleos más alcalinos, pero en general se debe a la coexistencia de cristales de piroxeno con diferentes contenidos en Na. La fracción Quad de estos piroxenos definen una augita rica en Ca, ya sea ferrosas o magnésicas (anexo 4, tabla 4.2), con una componente menor johansenítica (Mn siempre menor a 0.04 a.f.u.).

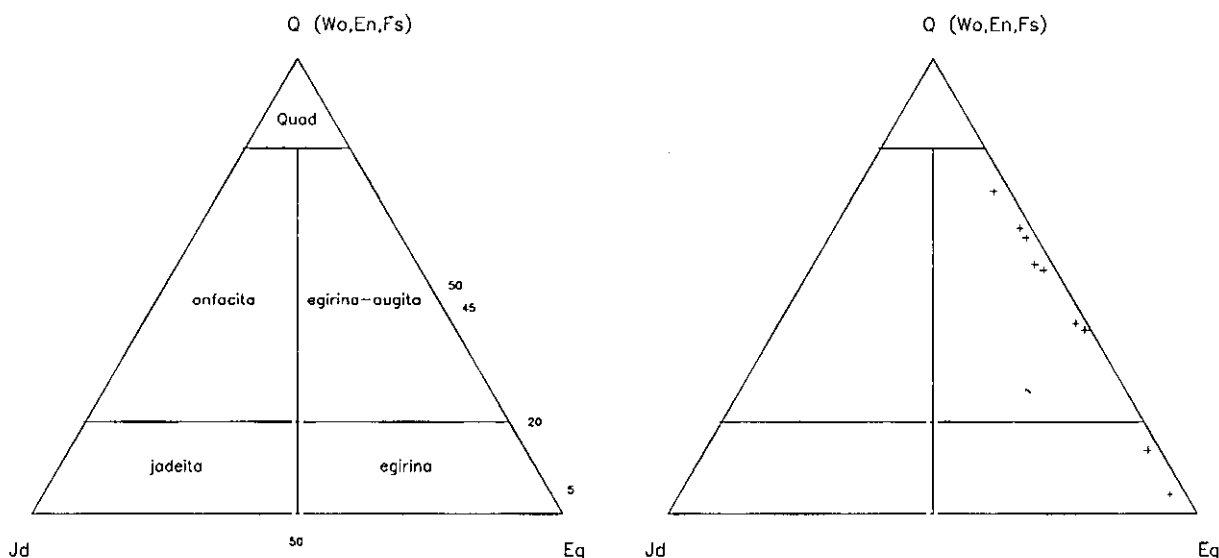
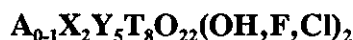


Figura 3.8.- Clasificación de piroxenos calco-sódicos y sódicos.

Los análisis disponibles se caracterizan por la baja ocupación de las posiciones octaédricas y déficit de masa (anexo 4, tabla 4.2), este déficit está asociado a la posible existencia de una componente espodumena (Li) en las dos muestras estudiadas y a la existencia segura (análisis EDX) de una componente petedunnítica (Zn) en la muestra CEC4. Estas apreciaciones se basan en el hecho que la biotita y el anfíbol coexistentes con estos piroxenos muestran altos contenidos en Li y, en la muestra CEC4, altos contenidos en Zn.

### III.3.c.- Anfíboles.

Son silicatos de doble cadena con fórmula unidad:



donde generalmente (Hawthorne, 1983):

A = K, Na;

X = Ca, Na, Li, Mn, Fe<sup>2+</sup>, Mg;

Y = Mg, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Al, Fe<sup>3+</sup>, Ti, Li y

T = Si, Al

Cosca et al. (1991) consideran posible la incorporación de Fe<sup>3+</sup> en T y de Ca en C.

Clasificados en función del grupo de cationes X, los anfíboles de las episienitas son anfíboles cálcicos, con  $(Ca+Na)_B \geq 1.34$  y  $Na_B < 0.67$ , y anfíboles del grupo Fe-Mg-Mn, con  $(Ca+Na)_B \leq 1.34$  (Leake, 1978). Los primeros son predominantes y caracterizan el grupo de episienitas anfibólicas, mientras que los segundos sólo se han localizado ligados al reducido grupo de episienitas piroxénicas egrínicas que afloran en la Pedriza.

#### **III.3.c.1.- Anfíboles cálcicos.**

La fórmula unidad se ha calculado generalmente en base a 13 cationes (excepto Ca, Na y K) y 23 oxígenos. Este tipo de normalización excluye de entrada la existencia de componente

cummingtonítico al descartar Mn,  $\text{Fe}^{2+}$  y Mg como cationes del grupo X (Robinson et al., 1982), sin embargo es la normalización que mejor estima el contenido en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  en anfíboles cálcicos (Neumann, 1976; Vynhal et al., 1991 y Cosca et al., 1991). La buena correlación entre contenidos en FeO analizados por vía húmeda y los valores calculados de algunos anfíboles de estas muestras confirma la validez de esta normalización (fig. 3.9, tabla 3.2). Sólo en aquellos casos en el que este ajuste es claramente insatisfactorio (vacantes en posiciones octaédricas), se ha recurrido a una normalización a 15 cationes y 23 oxígenos.

Otro parámetro generalmente desconocido en los anfíboles es la naturaleza del grupo aniónico o anión de la posición O(3). Los datos disponibles sobre el contenido analizado en  $\text{H}_2\text{O}$ , obtenidos mediante extracción total de  $\text{H}_2$ , sin extracción previa del agua no estructural y, por tanto, sin discriminar sobre la naturaleza de ésta, suelen ser algo superiores a los contenidos calculados (tabla 3.2). Este hecho posiblemente se deba a la presencia de agua atrapada físicamente (inclusiones fluidas); sin embargo son indicativos de la ausencia o escasa presencia de halógenos y oxígeno (componente oxianfibol) en esta posición. Sólo un anfíbol de alta

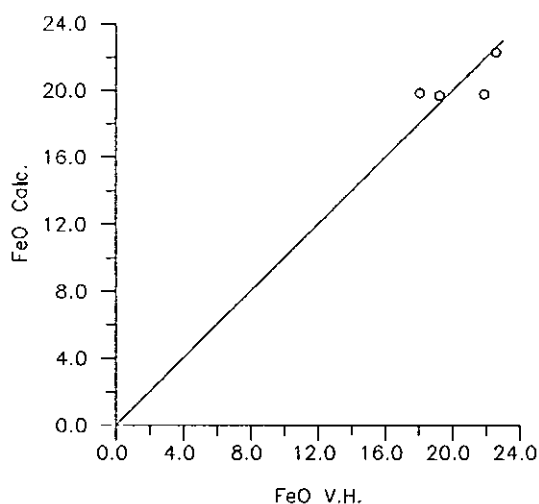
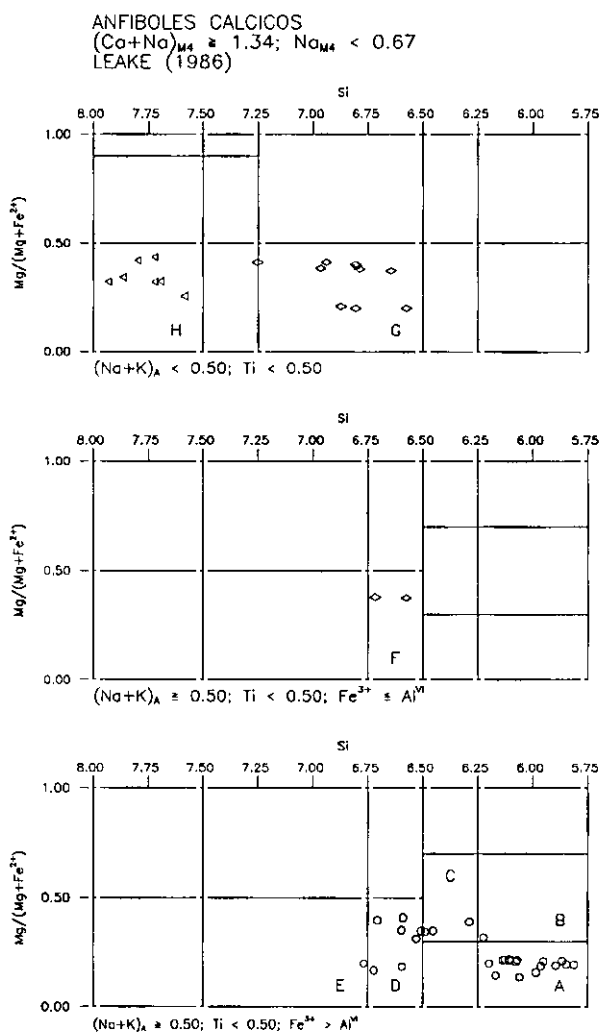


Figura 3.9.- Comparación entre los contenidos en FeO calculados mediante la normalización a 13 cationes y 24 aniones y los contenidos analizados.

temperatura (J37j, desarrollado sobre una episienita piroxénica) muestra contenidos totales en  $\text{H}_2\text{O}$  inferiores a los calculados, lo que significa una presencia significativa de halógenos u



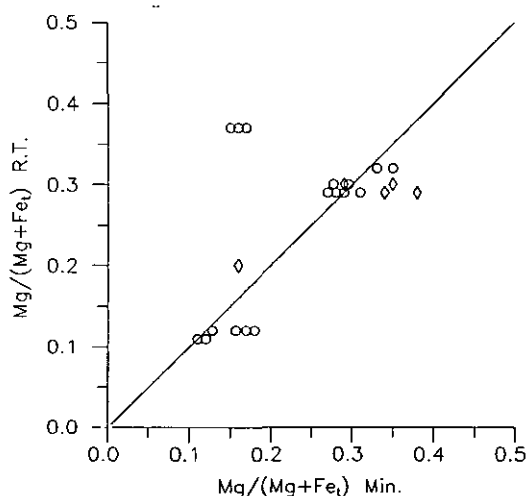
**Figura 3.10.-** Clasificación de los anfíboles cálcicos de las episienitas de la Sierra de Guadarrama. A) Hastingsita; B) Hastingsita magnesiana; C) Hornblenda hastingítica magnesiana; D y F) Hornblenda ferroedenítica; E) Ferroedenitahastingsítica; G) Ferrohornblenda y H) Ferroactinolita.

oxígeno. Esta última posibilidad hay que descartarla dada la coincidencia entre el valor de FeO medido y el calculado (tabla 3.2). Respecto a la naturaleza del halógeno, **Volfinger et al. (1985)** consideran que anfíboles ricos en Fe ( $X_{\text{Fe}} > 0.23$ ) favorecen la entrada de Cl<sup>-</sup> en posición O(3) (en este caso el valor medio  $X_{\text{Fe}} \approx 0.57$ ). **Morrison (1991)** estima que la naturaleza los halógenos sustituyendo a los grupos OH<sup>-</sup> depende de fHF, de fHCl y T, aparte de la naturaleza del anfíbol, con relaciones todavía por establecer. A este respecto, las episienitas piroxénicas

se caracterizan por la presencia de fluorita, y si el proceso de anfibolitización es continuo al anterior, es previsible una alta fHF del medio.

Los anfíboles cálcicos analizados corresponden a tres grupos composicionales según la clasificación de **Leake (1978)**, que se caracterizan por sus altos contenidos en Fe ( $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+}+\text{Mg} > 0.5$ ). (fig 3.10):

- 1) Anfíboles hastingsíticos s.l. (hastingsitas, hastingsitas magnesianas, hornblendas hastingsíticas magnesianas, hornblendas ferroedeníticas y ferro-edenitas) con  $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} \geq 0.5$  y  $\text{Fe}^{3+} > \text{Al}^{\text{VI}}$ .
- 2) Ferrohornblendas con  $(\text{Na}+\text{K}) \geq 0.5$ .
- 3) Ferroactinolitas.



**Figura 3.11.-** Relaciones  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_{\text{total}})$  para anfíboles y roca total. (O) Anfíboles primarios (hastingsíticos); (◇) Anfíboles secundarios (ferrohornblendas).

Constituyen una serie entre un polo ferroactinolítico y un polo de naturaleza hastingsítica, en la que se perfila un "gap" composicional entre los términos ferrohornbléndicos y ferroactinolíticos. De hecho, la transición entre ambos tipos implica la recrystalización completa del anfíbol: mientras que las ferrohornblendas muestran un hábito más o menos tabular, similar al de los tipos hastingsíticos, las ferroactinolitas se disponen con hábitos aciculares, tendiendo

a agrupaciones fibroso-radiadas. Estas últimas se asocian a procesos de cloritización completa de la biotita y albitización de la plagioclasa. Los tipos ferrohornbléndicos también son anfíboles retrogradados, asociados a los procesos de cloritización, y representan tipos intermedios retrogradados, que preservan la estructura de los tipos primarios hastingsíticos.

MUESTRA	%FeO A.	%FeO C.	%H <sub>2</sub> O A.	%H <sub>2</sub> O C.
J37j	22.59	22.76	1.55	1.88
J83b	21.89	19.77	1.98	1.93
J34f2	18.08	19.67	2.14	1.93
J130	19.22	19.63	-	-
J133a	-	-	2.25	1.95

Tabla 3.2.- Contenidos en FeO y H<sub>2</sub>O analizados (A) y calculados (C) de anfíboles cálcicos.

Por otra parte, en la figura 3.10 se adivinan dos subseries, en función del contenido en Fe<sup>2+</sup>; esta división se acentúa si se considera el contenido en Fe total (fig 3.11); la primera subserie presenta relaciones Mg/(Mg+Fe<sub>e</sub>) comprendidas entre 0.10 y 0.20 y la segunda entre 0.25 y 0.40. La primera se caracteriza por la coexistencia con magnetita y es característica de episienitas primarias. La segunda se presenta en tipos primarios y secundarios (hastingsitas s.l. y ferrohornblendas); estando en el primer caso en asociación con ilmenita como único opaco. En principio, parece existir un control litológico para la composición del anfíbol pero la presencia de anfíboles que se desvían de esta pauta [ $(\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{total}}))_{\text{roca}} = (\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{total}}))_{\text{mineral}}$ ; muestras J99c y JM114] (fig. 3.11) sugiere también el tamponamiento de esta relación por parte del fluido. La existencia de dos grupos de anfíboles claramente diferenciados en base a la relación (Mg/(Mg+Fe<sub>total</sub>)) respecto a la de la roca también podría indicar algún tipo de control cristaloquímico (posible presencia de un "gap" composicional). Desde un punto de vista cristaloquímico, la variabilidad química del conjunto analizado, que incluye anfíboles primarios y secundarios, puede explicarse mediante sustituciones entre cationes divalentes en posición octaédrica (Mn<sup>2+</sup>-Fe<sup>2+</sup>-Mg) y una combinación lineal de dos vectores de sustitución:

- Vector edenítico:  $(\text{Si}_{-1}, \text{Al}_1)^{\text{IV}}(\square_{-1}, \text{Na}_1)^{\text{A}}$
- Vector tschermakítico:  $(\text{Si}_{-1}, \text{Al}_1)^{\text{IV}}(\text{R}^{2+}_{-1}, \text{R}^{3+}_1)^{\text{VI}}$

que explican casi la totalidad de la sustitución de Si por Al en posición tetraédrica. La proporción de ambos vectores en esta sustitución ( $\approx 33\%$  edenítica y  $\approx 66\%$  tschermakítica, fig. 3.12b,c) definen un vector de sustitución general del tipo (fig. 3.12a):

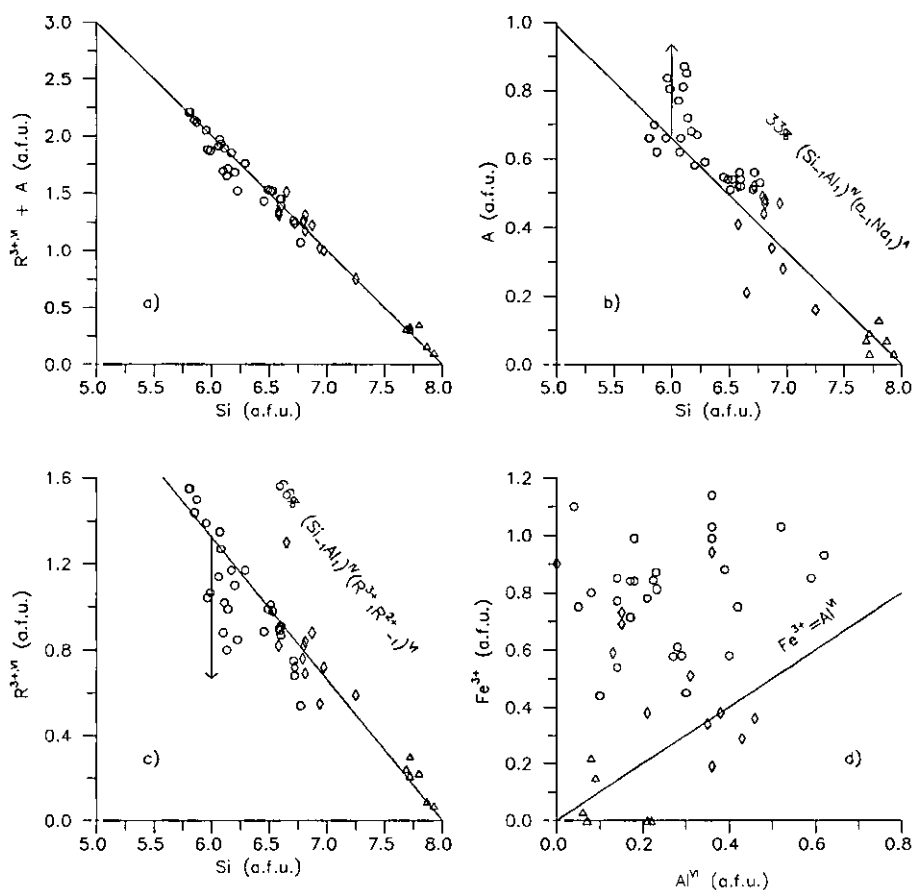
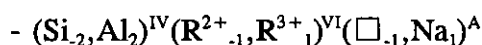


Figura 3.12.- a) Diagrama Si/ $\text{R}^{3+,VI} + \text{A}$ , que define un vector de evolución tipo hastingsítico o pargasítico; b) Diagrama Si/A que define la componente edenítica del anterior vector evolutivo; c) Diagrama Si/ $\text{R}^{3+,VI}$  que define la componente tschermakítica y d) Diagrama  $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Fe}^{3+}$  que separa una componente fundamentalmente hastingsítica ( $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Fe}^{3+} < 1$ ) de otra predominantemente pargasítica.



La preponderancia de la sustitución ferri-tschermakítica sobre la aluminó-tschermakítica (fig. 3.12d), permite definir al anterior vector como fundamentalmente hastingsítico.

Hay que hacer constar que este vector explica los procesos de retrogradación, mientras que las desviaciones (aumento de la proporción edenítica) a esta pauta, observadas en las figuras 3.12b,c y que corresponden a conjuntos de anfíboles primarios coexistentes en la misma muestra, implica un mecanismo de control composicional más complejo que el inicialmente expuesto para dichos anfíboles y no aclarado con los datos disponibles. Sin embargo, el vector anterior si es completamente válido para describir los procesos de retrogradación.

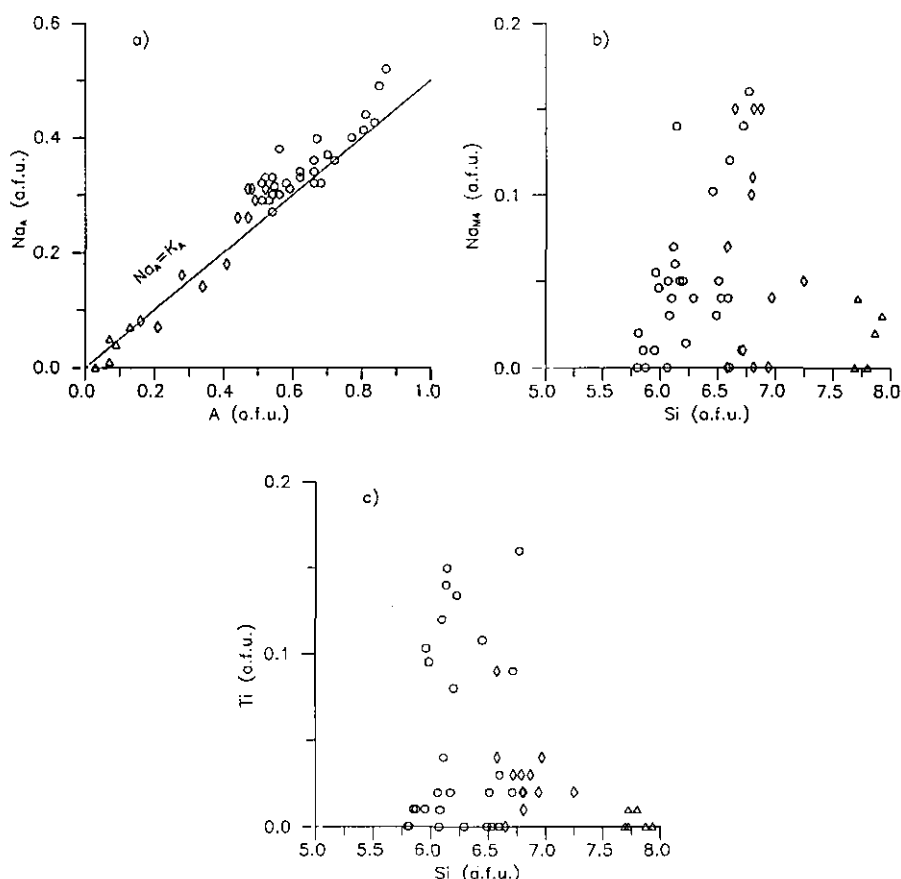


Figura 3.13.- a) Diagrama  $A/Na_A$ ; b) Diagrama  $Si/Na_{M4}$  y c) Diagrama  $Si/Ti$ .

Por otra parte, los anfíboles cálcicos se caracteriza por su escaso contenido en Ti, generalmente por debajo de 0.05 átomos por fórmula unidad (a.f.u.), salvo en casos puntuales

donde se eleva hasta 0.15 a.f.u.(fig. 3.13c). El Na aparece raramente en la posición M4 (cationes del grupo X), salvo en tipos intermedios ( $6.5 \leq \text{Si} \leq 7$ ), donde llegan a 0.10-0.15 a.f.u. (fig. 3.13b). En estos casos, estos valores están asociados a un exceso de cationes trivalentes octaédricos y cationes monovalentes del grupo A sobre la cantidad de aluminio tetraédrico, circunstancia que parece indicar sustituciones del tipo glaucofana-riebeckita. Sin embargo, esta presencia de Na en esta posición (M4) puede deberse a una cierta inadecuación del cálculo a 13 cationes, al impedir la entrada de Mg o Mn en esta posición, presencia indicada por Makino y Tomita (1989) para ferrohornblendas.

Así mismo, los anfíboles cálcicos se caracterizan por una proporción cercana al 50% entre Na y K en posición A, aumentando ligeramente  $X_{\text{Na}}$  hacia el polo hastingsítico (fig. 3.13a). Los altos valores de K en los anfíboles cercanos al polo hastingsítico los define como potásicos (Leake, 1978).

La evolución marcada por un vector de sustitución de tipo hastingsítico para los anfíboles cálcicos en las episienitas, descartada la posible influencia de la presión sobre el contenido de Al en posición tetraédrica (Schmidt, 1992) (se puede asumir que la presión de formación fue aproximadamente constantes), corresponde "grosso modo", a una secuencia retrógrada, con descenso de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  con la temperatura, tal y como establecen Blundy y Holland (1990). Sin embargo esta relación no está bien definida para los tipos primarios. Estos, aparte de presentar desviaciones locales del mecanismo de sustitución hastingsítico, no presentan una relación lineal entre la temperatura relativa deducida de su componente hastingsítico y la temperatura relativa de formación deducida a partir del "gap" observado en las plagioclasas coexistentes. En otras palabras, el contenido en  $\text{Al}^{\text{IV}}$  no se relaciona linealmente con su temperatura de formación: los anfíboles de la muestra JM114 presentan un contenido medio de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  de 2.05 a.f.u.; estos anfíboles coexisten con albita, oligoclasa ( $\approx \text{An } 20$ ; análisis semicuantitativo) y biotita y se forman claramente a una temperatura inferior a los anfíboles de la muestra J37j con  $T=541^\circ\text{C}$  (ver cap. VI) y un contenido medio de en  $\text{Al}^{\text{IV}}$  de 1.93 a.f.u., coexistentes con piroxeno y albita.

**III.3.c.2.- Ferri-clinoholmquistitas sódicas.**

Las episienitas piroxénicas del grupo localizado al E del Parque Regional de La Pedriza (Madrid) constituyen un grupo peculiar dentro del conjunto analizado, caracterizado por una mineralogía claramente alcalina: piroxenos egirínicos, anfíboles ricos en  $\text{Li}_2\text{O}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$  y micas taeniolíticas.

Los anfíboles se presentan con carácter primario (agregados en nódulos máficos, asociados o no a piroxeno, o tardíos como cristales poiquiloblásticos en los mantos plagioclásicos o reemplazando al piroxeno.

Al microscopio presentan pleocroismo entre azul pálido y beige y todos los tipos presentan extinción oblicua con ángulos muy bajos ( $< 10^\circ$ ).

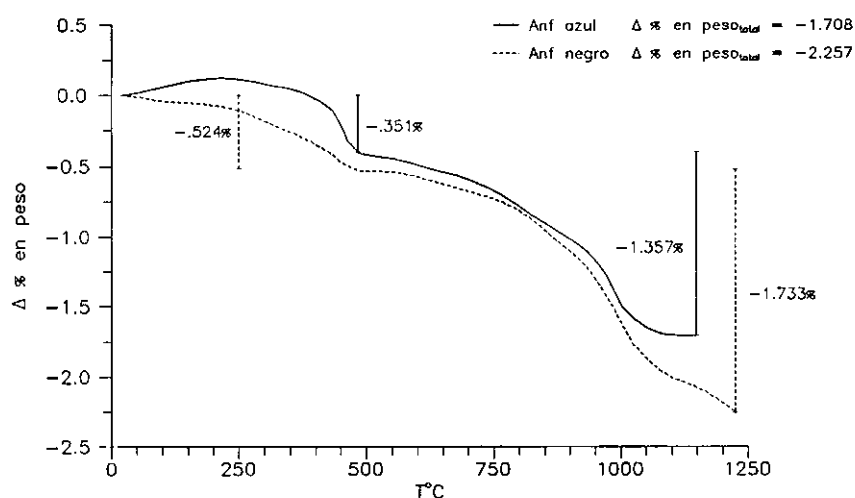
Los análisis por microsonda se caracterizan por su defecto de masa (anexo 4, tablas 4.3 y tabla 4.4) y los espectros EDX revelan la ausencia de otros cationes pesados, excepto Zn para la muestra CEC4. Se caracterizan por sus elevados contenidos en  $\text{SiO}_2$ , bajos contenidos en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , carácter rico en  $\text{FeO}_{\text{total}}$  y altos contenidos en F. Se observan variaciones composicionales importantes tanto a escala de afloramiento como entre diferentes episienitas (CEC4 y 86147 son dos episienitas diferentes): son destacables el alto contenido en ZnO en CEC4b (hasta 2.16%) mientras que en la muestra 86147 tiende a ser nulo y las variaciones en el contenido en álcalis, F (y  $\text{H}_2\text{O}$ ),  $\text{FeO}_{\text{total}}$ .

Se ha calculado la fórmula unidad mediante la normalización a 8 Si, justificada por la presencia testimonial de Al y el carácter alcalino de estos anfíboles. Este tipo de cálculo da una ocupación máxima en las distintas posiciones estructurales y una estimación, asimismo máxima, del contenido en  $\text{Fe}^{3+}$ . Las fórmulas calculadas (anexo 4, tabla 4.4), muestran un fuerte déficit de carga y ocupación en las posiciones octaédricas, déficit ligado a la presencia de cationes ligeros, concretamente Li, como previamente se ha indicado. La ocupación del grupo B (posición M4), generalmente por debajo de 1.34 a.f.u., permite clasificar a estos anfíboles como

anfíboles del tipo Fe-Mg-Mn (Leake, 1978).

Color	%H <sub>2</sub> O	%Li <sub>2</sub> O	%ZnO	Análisis
Azul	1.36	2.77	--	1, 2
Negro	1.73	2.50	2.16	3, 4, 5, 6

**Tabla 3.3.-** Contenidos en H<sub>2</sub>O, Li<sub>2</sub>O y ZnO de dos tipos morfológicos separados en la muestra CEC4. El análisis de ZnO sólo se ha realizado en el concentrado B. En la columna "análisis" se agrupan los análisis de microsonda de la muestra CEC4 (Anexo 4, tabla 4.4) empleados para la estimación de las fórmulas unidad.



**Figura 3.14.-** Análisis termogravimétricos de los dos concentrados de anfíboles de la muestra CEC4 utilizados para el cálculo de dos fórmulas unidad medias. Se ha diferenciado la pérdida en % en peso hasta aproximadamente 500°C (primera rotura de pendiente) de la experimentada a mayor temperatura.

La analítica de vía húmeda sobre dos concentrados minerales de la muestra CEC4 permite mejorar el cálculo de la fórmula unidad y calibrar mejor la clasificación de estos anfíboles. Se han separado dos tipos morfológicamente distintos, uno de ellos prismático, subidiomorfo de tonos negros con irisaciones azules y otro de color azul claro y tendencia asbestiforme. Ambos tipos muestran contenidos en H<sub>2</sub>O diferentes (análisis termogravimétricos,

fig. 3.14; tabla 3.3); dado que esta diferencia debe de relacionarse con diferentes contenidos en halógenos (Flúor ya que el los análisis de microsonda descartan la posible participación de Cl), se ha utilizado el contenido en F de los análisis por microsonda para separar los datos de la muestra CEC4B en dos grupos y, con los datos obtenidos mediante vía húmeda y la media de estos análisis (tabla 3.3), estimar dos fórmulas unidades para estos anfíboles (tabla 3.4).

El contenido en H<sub>2</sub>O real es superior a los valores utilizados para el cálculo de la fórmula unidad. En los diagramas de variación T-ΔH<sub>2</sub>O se observa una fuerte pérdida (hasta el 23 % de la pérdida total) entre 100°C y 500°C (fig. 3.14). La liberación de H<sub>2</sub>O a temperaturas superiores a 100°C indica que no se trata de agua adsorvida y la temperatura de 500°C para la primera fase de pérdida indica que no se trata de agua estructural. La única explicación a esta pérdida de agua a baja temperatura reside en la presencia de agua atrapada físicamente, esto es, agua en inclusiones fluidas (Hodgson et al., 1965) y, por tanto descartada en el cálculo de las fórmula unidad. La naturaleza irregular de la curva de pérdida por encima de 500°C y su continuidad durante un intervalo térmico muy amplio se explica por la irregularidad del tamaño de grano empleado en el análisis, al haberse utilizado el producto de un machacado manual en mortero de ágata sin tamizar, ya que posiblemente, la velocidad de calentamiento del medio supere a la velocidad de calentamiento de los granos de anfíbol, dada su baja conductividad térmica.

Los altos contenidos en Li, por encima de 1.00 a.f.u. y la relacion  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0.51$ , permiten clasificar a estos anfíboles como clinoholmquistitas. La ausencia de Al y contenidos en Fe<sup>3+</sup> superiores a 1.00 a.f.u., junto a contenidos en Na superiores a 0.25 a.f.u., definen el término ferri-clinoholmquistita sódica para estos anfíboles, con fórmula unidad del tipo (fórmula B de la tabla 3.4):



Por otra parte, las reflexiones principales del difractograma de R.X. se ajustan, con ligeras desviaciones angulares, con las reflexiones dadas para la clinoholmquistita (ficha 25-496 ASTM (ICDD, 1980), datos de Ginzburg (1965)).

OXIDOS	A	B	ELEMENTOS	A	B
SiO <sub>2</sub>	55.41	54.33	Si	8.00	8.00
TiO <sub>2</sub>	1.01	0.73	Ti	0.11	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.29	0.51	Al	0.05	0.09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.01	Cr	0.00	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.96	10.48	Fe <sup>3+</sup>	1.95	1.16
FeO	0.00	11.95	Fe <sup>2+</sup>	0.00	1.47
MnO	0.97	1.01	Mn	0.12	0.13
ZnO	-	2.16	Zn	-	0.23
Li <sub>2</sub> O	2.77	2.50	Li <sup>C</sup>	0.84	0.34
CaO	0.82	1.17	Ca	0.13	0.19
Na <sub>2</sub> O	5.68	4.84	Li <sup>B</sup>	0.77	1.07
K <sub>2</sub> O	0.86	0.86	Na <sup>B</sup>	1.10	0.74
H <sub>2</sub> O	1.36	1.73	Na <sup>A</sup>	0.49	0.64
F	1.16	0.50	K	0.16	0.16
Cl	0.00	0.01	OH	1.31	1.70
F≡O	-0.49	-0.21	F	0.53	0.23
Cl≡O	0.00	0.00	Cl	0.00	0.00
Σ	96.79	99.43	O	22.17	22.06

Tabla 3.4.- Análisis químico y fórmula unidad para la agrupación de análisis A y B: análisis 1-2 y 3-4-5-6 respectivamente de la muestra CEC4b (Anexo 4, tabla 4.4).

Estos anfíboles han sido erróneamente clasificados anteriormente como riebeckitas (Villaseca y Pérez-Soba, 1989).

La aparición de tipos holmquistíticos en episienitas es sorprendente en tanto que sólo han sido localizados hasta la fecha asociados a pegmatitas ricas en Li (London, 1986). Sin

embargo, los tipos aquí definidos presentan ciertas características que los diferencian de las holmquistitas previamente definidas sobre pegmatitas:

a) En primer lugar, se caracterizan por la presencia de  $\text{Fe}^{3+}$  como cation octaédrico trivalente lo que define un término férrico, no considerado en la clasificación de la I.M.A. (Leake, 1978), a pesar de la presencia de cantidades apreciables de  $\text{Fe}^{3+}$  (hasta 0.96 a.f.u.) reconocidas por Palache et al. (1930) en holmquistitas.

b) En segundo lugar, la baja ocupación de cationes no alcalinos en el grupo Y (ver tabla 3.4), implica la entrada de Li en la misma. En la holmquistita y clinoholmquistita, el Li sólo aparece como catión del grupo X (Wilkins et al., 1970; Whittaker, 1971; Law y Whittaker, 1981). La presencia de Li como catión del grupo Y sólo se ha observado en anfíboles alcalinos (fluor-riebeckitas) (Whittaker, op.cit.; Addinson y White, 1968; Hawthorne, 1978). Ambos hechos relacionan los anfíboles aquí estudiados con una serie aparentemente continua definida por la incorporación de Li (asociada a un incremento en F, como se observa en los anfíboles analizados) en la estructura de anfíboles alcalinos férricos (riebeckitas y arfvedsonitas), definida por Lyons (1976), y típica de procesos metasomáticos sódicos en granitos alcalinos (Borley, 1963; Lyons, op.cit.), en la que los anfíboles aquí analizados ocuparían la posición extrema en cuanto a contenidos en Li.

### III.3.d.- Micas.

Las micas relacionadas con la episienitización son biotitas "sensu lato" en el sentido de Guidotti (1984), es decir, micas oscuras trioctaédricas. La mayoría son biotitas s.s. al proyectarse preferentemente en el "plano biotita" (annita/flogopita/Al-annita/Al-flogopita); la excepción se observa en los tipos piroxénicos egirínicos, donde coexisten dos micas oscuras: biotitas "sensu stricto" y un tipo que se clasifica, en función de la analítica disponible, como mica intermedia aunque, posiblemente y en base a otros criterios, también se trate de micas trioctaédricas, concretamente taeniolitas.

Las biotitas se caracterizan por su relativa rareza dentro de las episienitas de la Sierra de Guadarrama, al transformarse rapidamente a clorita o presentándose frecuentemente como cristales empobrecidos en K, sin modificación textural aparente.

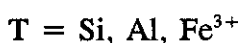
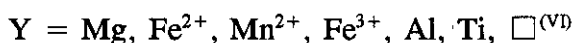
La micas blancas observadas en estas litologías se relacionan con procesos de alteración ácida tardía, claramente desconectados de los procesos involucrados en la episienitización.

### III.3.d.1.- Biotita.

La fórmula unidad de las biotitas es:



donde generalmente:



( $\square$  denota vacantes) (Hewitt y Abrecht, 1986).

Los análisis disponibles se caracterizan por un defecto de masa, ya sea debido a la pobre calidad analítica por problemas de pulido (presencia de superficies irregulares), o a la presencia de otros cationes no analizados rutinariamente: En este sentido, en la muestra CEC4, tanto el  $Li_2O$  (0.80 %) como el  $ZnO$  (1.48 %) son componentes principales de las biotitas. Estos óxidos han sido analizados a partir de un concentrado mineral, mediante técnicas de vía húmeda y no han sido incluidos en la rutina analítica por microsonda, ya sea por la imposibilidad del análisis ( $Li_2O$ ) o por otras causas ( $ZnO$ ) (Anexo 4, tablas 4.5 y 4.6).

El cálculo de la fórmula unidad se ha realizado en base a 24 (O,OH) (se descarta cualquier tipo de oxi-componente) y la estimación del  $Fe_2O_3$  se ha conseguido a partir del análisis por vía húmeda del  $FeO$  y su comparación con los contenidos de  $FeO_{total}$  medios obtenidos por microsonda (tabla 3.5). En general, se utiliza la regresión  $FeO_{total} - XFe^{2+}$  (donde



$XFe^{2+}$  es la relación  $Fe^{2+}$  a.f.u./ $Fe_{total}$  a.f.u.) excepto para las biotitas de las episienitas piroxénicas egirínicas, las cuales se presentan empobrecidas en  $Fe^{2+}$  respecto a las demás (fig. 3.15). Para las biotitas de las episienitas piroxénicas egirínicas se emplea la relación media obtenida a partir de los análisis disponibles de la muestra CEC4.

MUESTRA	TIPO	FeO <sub>TOTAL</sub>	FeO <sub>V.H.</sub>	$XFe^{2+}$
J34f2	Anf.	26.36	22.26	.844
J126	Bt.	23.34	20.23	.867
J135	Bt.	22.09	22.02	.997
CEC4	Px. Eg.	20.26	15.01	.741

Tabla 3.5.- Contenidos en FeO total ( $FeO_{total}$ ), FeO analizado ( $FeO_{V.H.}$ ) y fracción molar de  $Fe^{2+}$  ( $XFe^{2+} = Fe^{2+}/Fe_{total}$ ) en varios concentrados de biotitas de episienitas anfibólicas (anf), biotíticas (bt) y piroxénicas egirínicas (px. eg.)

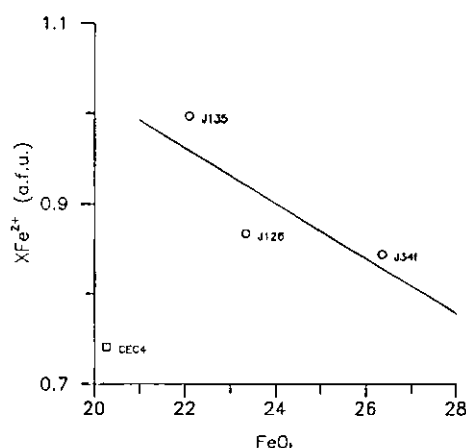
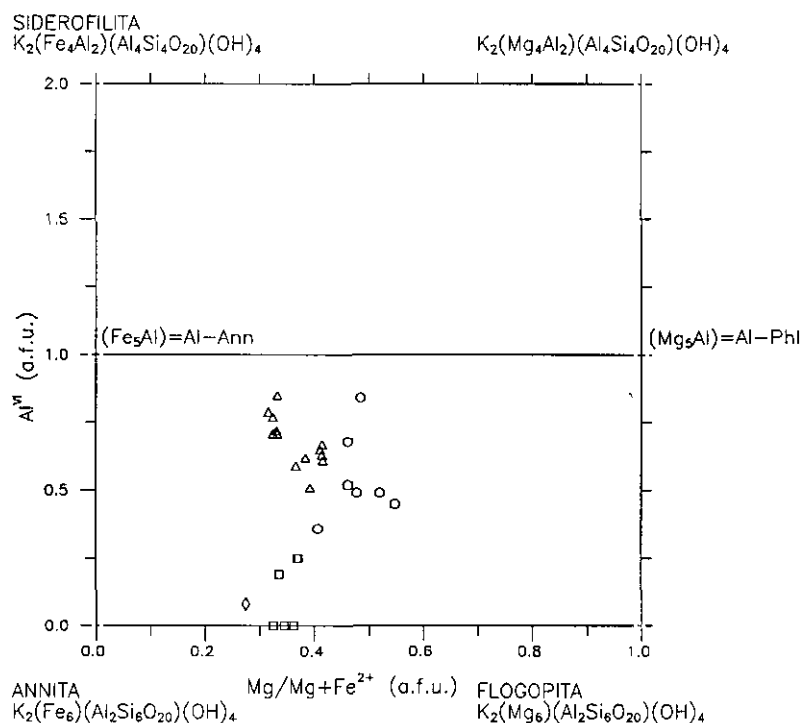


Figura 3.15.- Contenidos en  $FeO_{total}$  versus fracción molar de  $Fe^{2+}$  en varios concentrados de biotitas de episienitas de la Sierra de Guadarrama. En el gráfico se define la correlación entre estos valores para los concentrados de las muestras J34f2, J126 y J135. Se puede observar que las biotitas de las episienitas piroxénicas egirínicas (muestra CEC4) presentan un fuerte empobrecimiento de  $XFe^{2+}$  respecto a la tendencia marcada por las biotitas de las episienitas anfibólicas y biotíticas.

La elección de la anterior regresión para el cálculo de los valores  $Fe^{3+}$  de la fórmula

unidad se justifica dada la pobreza de resultados de las normas comunmente empleadas (Dymek, 1983 y Bruyín et al., 1983). Por otra parte la mayor parte de los datos utilizados en el análisis de las biotitas pertenecen a las muestras analizadas por vía húmeda.



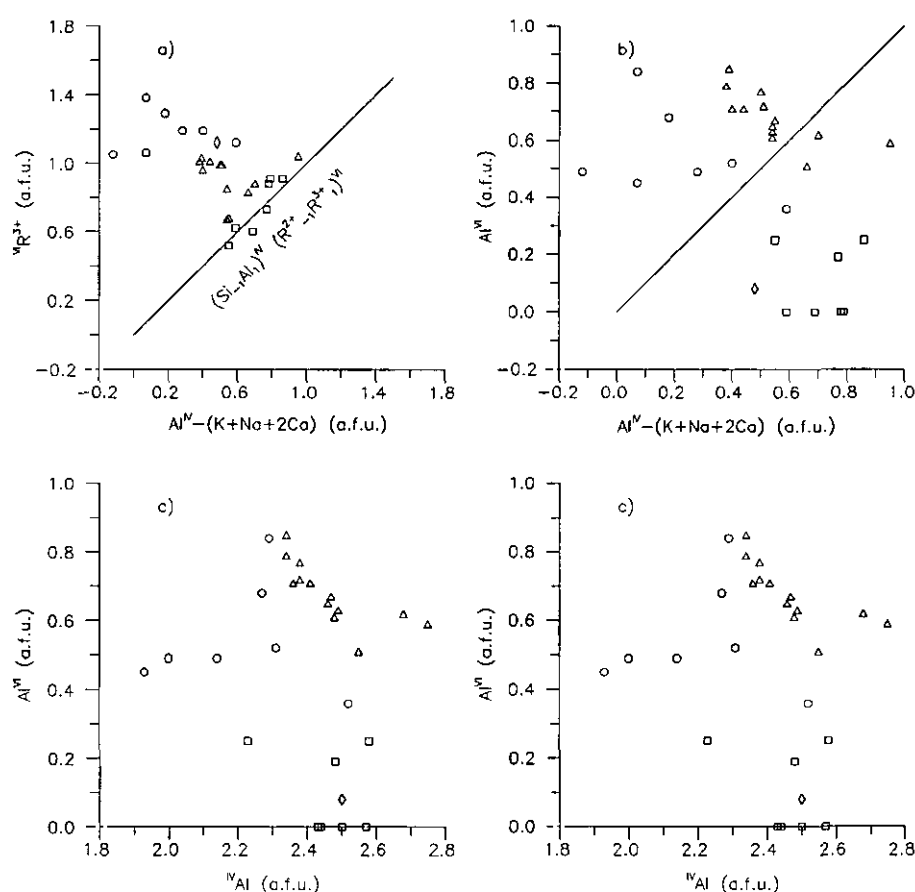
**Figura 3.16.-** Posición de las biotitas analizadas en el plano (Annita-Flogopita-K<sub>2</sub>(Mg<sub>4</sub>Al<sub>2</sub>)(Al<sub>4</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>20</sub>)(OH)<sub>4</sub>-Siderofilita). (O) Episienitas piroxénicas egirínicas; (□) Episienitas anfibólicas; (◇) Microclinitas; (Δ) Episienitas biotíticas (Una biotita de la muestra J37 se incluye como biotita de episienita anfibólica).

Las biotitas s.s. se sitúan, como previamente se ha mencionado, en el "plano biotita" (annita/Al-annita/Al-flogopita/flogopita) del espacio composicional marcado por los términos annita-siderofilita-K<sub>2</sub>(Mg<sub>4</sub>Al<sub>2</sub>)(Al<sub>4</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>20</sub>)(OH)<sub>4</sub>-flogopita (fig 3.16), (Guidotti, 1984).

Las biotitas de los tipos episieníticos normales se caracterizan por su carácter ferroso, con relaciones Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) comprendidas entre 0.3 y 0.4 y contenidos crecientes en Al<sup>VI</sup>, desde 0.0 a 0.85 a.f.u.. Las biotitas de tipos piroxénicos egirínicos presentan un carácter algo

más magnesiano ( $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$  superior a 0.4) y altos contenidos en  $\text{Al}^{\text{VI}}$  (entre 0.45 y 0.85 a.f.u.). Se entiende como tipo episienítico normal aquel que no sea piroxénico egirínico.

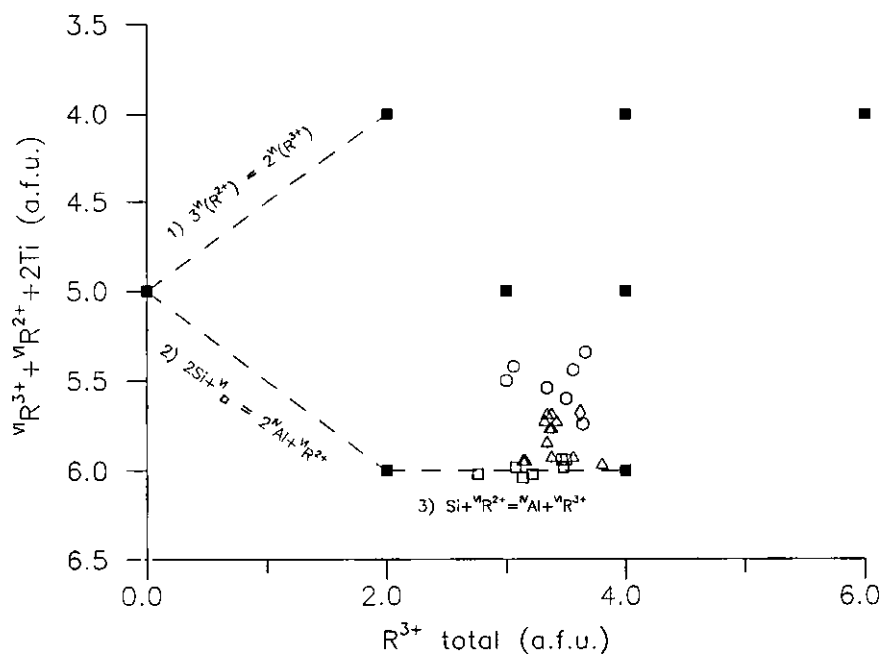
La pauta observada de incremento en  $\text{Al}^{\text{VI}}$  observada para los tipos episieníticos normales coincide con la disminución del grado metasomático, con los valores más altos en los tipos biotíticos ( $\text{Al}^{\text{VI}} > 0.50$  a.f.u.) y los más bajos en los tipos anfibólicos ( $\text{Al}^{\text{VI}} \leq 0.25$  a.f.u.). Esta pauta no está asociada a cambios significativos en la relación  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$



**Figura 3.17.-** Diagramas a)  $\text{Al}^{\text{IV}} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}) / \text{VFe}^{3+}$  (visualiza mecanismos de sustitución tipo tschermakítico); b)  $\text{Al}^{\text{IV}} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}) / \text{Al}^{\text{VI}}$  (diferencia mecanismos de sustitución Al-tschermakítica); c)  $^{\text{IV}}\text{Al} / ^{\text{VI}}\text{Al}$  y d)  $\text{VFe}^{3+} / \text{Al}^{\text{VI}}$ . Misma leyenda que figura 3.16.

Este enriquecimiento en  $\text{Al}^{\text{VI}}$  puede describirse, partiendo de un polo flogopítico-annítico,

mediante sustituciones del tipo tschermakítico ( $(\text{Si}_{1-x}\text{Al}_x)\text{IV}(\text{R}^{2+}_{1-x}\text{R}^{3+}_x)$ ) y, para los tipos biotíticos y microclínicos, mediante sustituciones del tipo di-trioctaédrico ( $(2\text{R}^{3+} \square 3\text{R}^{2+}_{-1})^{\text{VI}}$ ). Esta última sustitución se deduce del exceso de cationes trivalentes en posición octaédrica respecto a los cationes trivalentes en posición tetraédrica no ligados a cationes del grupo catiónico A (fig. 3.17a). Estos mecanismos de sustitución son los propuestos generalmente para explicar la presencia de cationes trivalentes en posición octaédrica (p. ej. **Robert (1976)**, **Dymek (op.cit.)**) y constituyen una parte de los posibles mecanismos, mal conocidos, que pueden operar en el campo composicional de las micas, **Hewit y Abrecht (1986)**. La participación de ambos mecanismos puede visualizarse en un plano  $(\text{R}^{3+} + \text{R}^{2+} + 2\text{Ti})^{\text{VI}}$  versus  $\text{R}^{3+}_{\text{total}}$  (fig 3.18), modificación del diagrama  $\text{X}^{\text{VI}}\text{-Al}_{\text{total}}$  de **Seifert y Schreyer (1965)** para tener en cuenta la presencia de  $\text{Fe}^{3+}$ , tanto en posición tetraédrica como en octaédrica y anular el efecto del Ti en la presencia de vacantes octaédricas. En este gráfico se representa en abcisas el contenido total en cationes



**Figura 3.18.-** Diagrama  $\text{R}^{3+}_{\text{total}}$  (Cationes trivalentes a.f.u.) versus  $\text{VI R}^{3+} + \text{VI R}^{2+} + 2\text{Ti}$  (Modificado de **Seifert y Schreyer (1965)**). Permite establecer el carácter di- o trioctaédrico de las micas así como la importancia de mecanismos de sustitución tipo Tschermakítico. Los cuadrados rellenos marcan la posición de diversas micas (polos puros) en el plano composicional propuesto (ver fig. 3.19)

trivalentes de la fórmula unidad y en ordenadas la ocupación de la posición octaédrica, tal que se puede visualizar el tránsito entre micas dioctaédricas ( $\Sigma R^{VI} = 4$ ) y micas trioctaédricas ( $\Sigma R^{VI} = 6$ ). Este diagrama es válido sólo para micas verdaderas (aquellas que no presentan cationes divalentes en coordinación dodecaédrica (Bailey, 1984)) y micas sin Li.

La sustitución tschermakítica oscila desde un carácter Fe-tschermakítico (tipos microclínicos y anfibólicos) a Al-tschermakítico (tipos biotíticos) (fig. 3.17b, 3.17d). Este aumento de Al en posición octaédrica se debe al carácter progresivamente más aluminico de la biotita y al hecho de que el  $Al^{IV}$  se mantiene constante en el tránsito desde los tipos anfibólicos a los tipos biotíticos (fig. 3.17c). Esta evolución a  $Al^{IV}$  constante se rompe en estos últimos tipos, con disminución de  $Al^{IV}$  en correspondencia al aumento en  $Al^{VI}$  (0.2 a.f.u.). En los tipos anfibólicos, el exceso de  $Fe^{3+}$  junto a los bajos contenidos en Al se refleja en su incorporación en posición tetraédrica, incorporación no extraña y posiblemente más generalizada de lo que aquí se expone al estar, al menos en parte, ligada a la presencia de vacantes octaédricas (Guidotti y Dyar, 1991).

Como se ha comentado previamente, el conjunto de biotitas de muestras piroxénicas egrínicas (CEC4 y 86147) forma un grupo distinto, caracterizado por una mayor relación  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  (entre 0.40 y .55) y altos contenidos en  $Al^{VI}$  (entre 0.35 y 0.85) (fig 3.16). Así mismo, parecen caracterizarse por contenidos menores de  $Al^{IV}$  (fig 3.17c) junto a una relación  $Fe^{3+}/Al^{VI}$  superior a 1.00 (fig 3.17d). Las vacantes no asociadas al Ti en posición octaédrica llegan a valores de 0.54 (fig 3.18).

Si	$Al^{IV}$	$Al^{VI}$	$Fe^{3+}$	$\Sigma R^{2+}$	Ti	Li	V-Ti
5.78	2.23	0.46	0.69	3.93	0.26	-	0.40
5.65	2.35	0.28	0.68	4.02	0.26	0.50	0.03

Tabla 3.6.- Cationes tetraédricos, octaédricos y vacantes (no asociadas a Ti) en las biotitas de la muestra CEC4. En la primera fila no se utilizan los contenidos en ZnO y  $Li_2O$ .

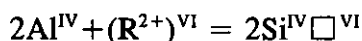
Sin embargo estas relaciones entre cationes trivalentes, vacantes y contenido en Si son falsas debido fundamentalmente a la presencia de  $\text{Li}_2\text{O}$ , elemento de bajo peso atómico que, con relativamente bajos contenidos, modifica profundamente el reparto catiónico en la fórmula unidad, efecto acentuado por su carácter monovalente y su presencia en posiciones octaédricas.

En este sentido, en la tabla 3.6 se muestran dos fórmulas unidad medias parciales para las biotitas de la muestra CEC4, teniendo en cuenta en la segunda el contenido en  $\text{ZnO}$  y  $\text{Li}_2\text{O}$  (obtenidos por vía húmeda). Como se aprecia, las vacantes no asociadas al Ti en posición octaédrica desaparecen, al mismo tiempo que disminuye  $\text{Al}^{\text{VI}}$  junto a un incremento de  $\text{Al}^{\text{IV}}$ , asociado a una disminución de todos los demás cationes, excepto en el sumatorio de divalentes debido a la incorporación de Zn.

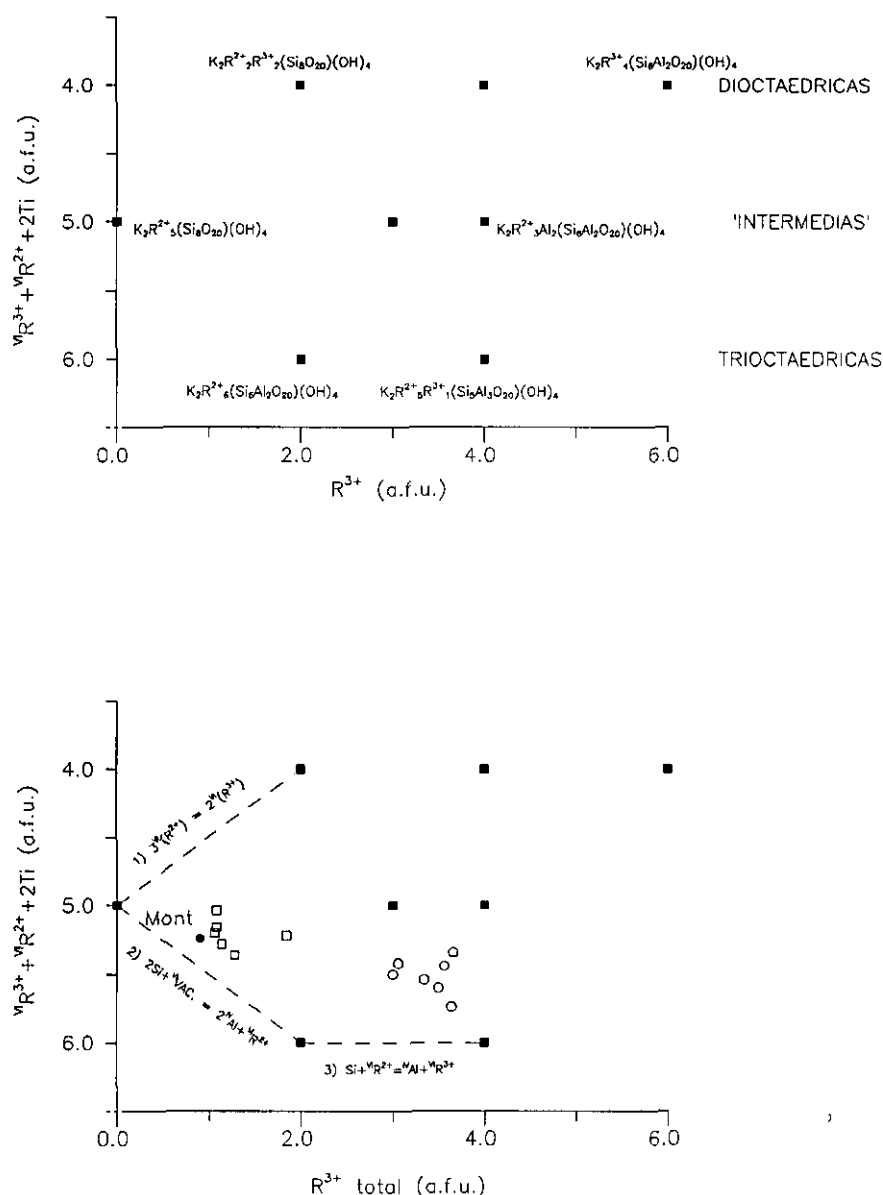
### III.3.d.2.- Taeniolita.

Se trata de un filosilicato que aparece en los tipos piroxénicos egirínicos, tardío respecto al piroxeno y anfíbol (ferriclinoholmquistita sódica) y, posiblemente asociado a la etapa de microclinización tardía.

Composicionalmente se acentúan las peculiaridades observadas en las biotitas con las que coexisten (Anexo 4, tabla 4.6). Así, al presentar una relación Si/Al muy elevada ( $> 6.8$ ), la cantidad de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  ni siquiera explica la ocupación catiónica en posición dodecaédrica, como ya se preveía en la muestra 86147, donde la diferencia  $\text{Al}^{\text{IV}} - (\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca})$  tendía a ser negativa. Al mismo tiempo se acentúa el carácter magnésico, con relaciones  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  siempre superiores a 0.70. Suponiendo que la analítica por microsonda sea completa, con mantenimiento de las relaciones catiónicas a pesar del defecto de masa, se clasificarían como micas intermedias, similares a las descritas por Robert y Maury (1979) (fig. 3.19), explicándose su desplazamiento desde el polo annítico-flogopítico mediante el vector de intercambio de generación de vacantes octaédricas:



propuesto por Seifert y Schreyer (1965) para la formación de micas intermedias.



**Figura 3.19.-** Posición de las micas taeniolíticas y biotitas de las episienitas piroxénicas egrínicas en el plano  $R^{3+}/VI R^{3+} + VI R^{2+} + 2Ti$ . En la figura superior se aporta la estequiometría de los puntos de referencia. (□) Micas taeniolíticas; (○) Biotitas.

Sin embargo, es previsible la presencia de abundante  $Li_2O$  en ambas muestras y de  $ZnO$  en CEC4 ya que en esta última, tanto la biotita como la ferri-clinoholmquistita sódica presentan

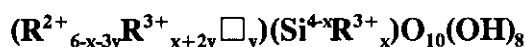
elevados contenidos en ambos componentes. En la muestra 86147, si bien no se ha determinado el  $\text{Li}_2\text{O}$  en biotita y anfíbol, es previsible su presencia, aunque no la de  $\text{ZnO}$ , al no aparecer este último óxido en los análisis EDX de los anfíboles. La presencia de Li, junto al predominio de cationes divalentes en posición octaédrica (Mg) y el carácter silíceo implica una fuerte componente taeniolítica, mica trioctaédrica con fórmula ideal  $\text{K}_2(\text{Mg}_4\text{Li}_2)\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{F}, \text{OH})_4$  (Bailey, 1984).

Estas micas además se caracterizan por los altos contenidos en Ti (hasta 0.65 a.f.u., valores aparentes pero similares a los que se obtendrían a partir de la fórmula unidad real) y un carácter fluorado, llegando el F a ser predominante sobre los grupos hidroxilos (muestra 86147); las ferri-clinoholmquistitas sódicas coexistentes comparten la misma característica.

Al igual que los anfíboles coexistentes, este tipo de micas es muy raro, habiéndose encontrado sólo en pegmatitas alcalinas, ligadas a sienitas nefelínicas (Černý y Burt, 1984), y en rocas volcánicas melilíticas (Hazen y Finger, 1981).

### III.3.e.- Cloritas.

Las cloritas son filosilicatos con fórmula unidad general del tipo:



donde  $\square$  representa vacantes. La posición tetraédrica está ocupada por Si parcialmente sustituido por Al, pero también por  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{B}^{3+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$  o  $\text{Be}^{2+}$ ; las posiciones octaédricas están ocupadas por cationes de tamaño medio, preferentemente Mg, Al y Fe pero también por Cr, Ni, Mn, V, Cu, Zn o Li (Bailey, 1988). Esta fórmula unidad no considera la posibilidad de oxicomponentes, comunes en las cloritas ricas en Fe (Foster, 1964).

El cálculo de la fórmula unidad es problemático dada la complejidad de las cloritas, sin que ningún método existente proponga soluciones completamente satisfactorias. Así, cualquier conclusión acerca de los mecanismos de sustitución debe de utilizarse con precaución al



MUESTRA	%FeO <sub>anal.</sub>	%FeO <sub>calc.</sub>	%H <sub>2</sub> O <sub>anal.</sub>	%H <sub>2</sub> O <sub>calc.</sub>
JM37	28.54	23.64	9.37	10.83
	24.69			10.83
	26.45			12.08
	25.18			10.87
J133	25.47	28.64	10.39	10.51
JM49	28.84	26.45	9.91	10.00
J130	21.05	27.11	-	-
	21.12			
J25b2	26.43	28.64	-	-
	23.34			

**Tabla 3.7.-** Contenidos analizados y calculados de FeO y H<sub>2</sub>O de algunas cloritas. Aparte de cloritas episeníticas se incluye un concentrado clorítico de la muestra JM49, cloritita tipo III según Tornos (1990). La variabilidad observada se debe a la coexistencia de varias generaciones de cloritas en estos agregados.

depender de los errores en la estimación de la fórmula unidad (Laird, 1988). Entre los distintos tipos de normalización propuestos, el método de Walshe (1986) es el único que considera al mismo tiempo la posibilidad de vacantes octaédricas y la presencia de oxicomponentes (la base del método se explicará en el apartado de termometría del capítulo IV). Si se compara con algunos datos de FeO y H<sub>2</sub>O obtenidos mediante técnicas de vía húmeda (tabla 3.7), se puede comprobar que los contenidos en FeO obtenidos por el método de Walshe (*op. cit.*) son contenidos bastante aproximados (distribuidos alrededor de la línea de pendiente 1) y que los contenidos en H<sub>2</sub>O son iguales o algo superiores (figs. 3.20a,b respectivamente). La menor coincidencia de los datos de FeO se debe, en parte, a la utilización de concentrados minerales algo más impuros que los utilizados para la estimación del contenido de H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, estimación realizada conjuntamente con las relaciones isotópicas de O e H.

Por otra parte, en el único estudio realizado hasta el momento sobre cloritas en estos sistemas hidrotermales (Cathelineau, 1988), la normalización se ha realizado a un número fijo de aniones (14 oxígenos) y se asume que  $\text{Fe} = \text{Fe}^{2+}$ .

En el modelo de Walshe (op.cit.), y por tanto en el cálculo de la fórmula unidad, sólo se considera el subsistema Si-Al-Fe-Mn-Mg. El resto de los elementos analizados (Ti, Cr, Ca, Na y K) se presentan en cantidades mínimas y no variarían significativamente los resultados.

El número de vacantes por fórmula unidad, siempre inferior a 0.32, con un valor medio de 0.12, definen al conjunto analizado como cloritas trioctaédricas (fig. 3.21a) (anexo 4, tablas 4.7).

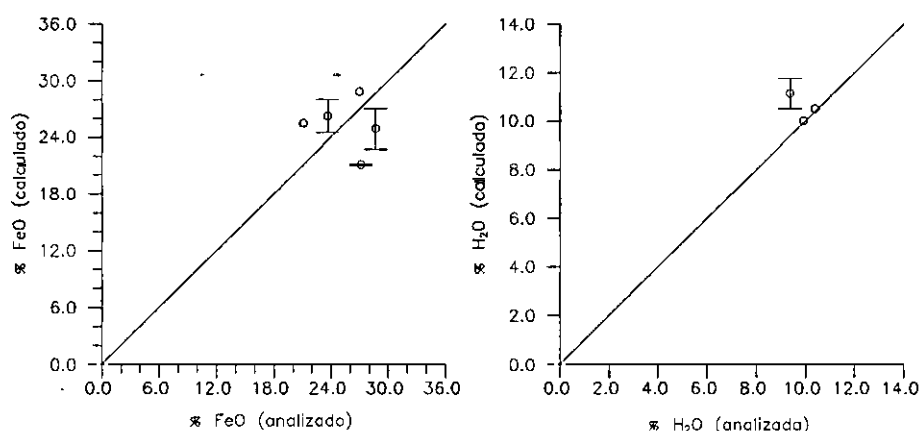
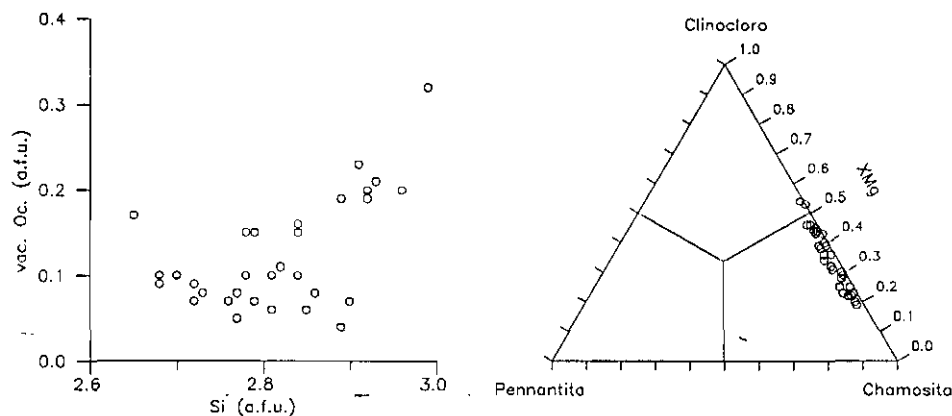


Figura 3.20.- a) Relación entre valores de FeO analizados y FeO calculados b) Relación entre valores de H<sub>2</sub>O analizados y calculados. El cálculo se realiza a partir del método de Walshe (1986) y se incluye la barra de error (error standard de la media).

Para la clasificación de las cloritas se ha seguido la normativa de la AIPEA (Association Internationale Pour l'Etude des Argiles). Según esta normativa, las cloritas trioctaédricas se clasifican en función del catión divalente dominante, a este sustantivo se le añaden adjetivos modificadores para señalar la presencia de otros cationes principales (Bailey, 1980). Los términos finales actualmente aceptados son los definidos por (Bayliss, 1975 y Bayley, 1980): Chamosita (Fe<sup>2+</sup>), Clinocloro (Mg), Pennantita (Mn), Nimita (Ni) y Baileycloro (Zn).

Los tipos estudiados, cloritas con Fe<sup>2+</sup> dominante pero progresivamente enriquecidas en Mg ( $0.2 \leq \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) \leq 0.55$ ) y con contenidos menores y aproximadamente constantes de Mn), son chamositas, chamositas magnésicas y clinocloros ferrosos (fig 3.21b) (anexo 4,

tablas 4.7).



**Figura 3.21.-** a) Vacantes octaédricas versus contenido en Si de la fórmula unidad; b) Clasificación de las cloritas de las episienitas de la Sierra de Guadarrama (triángulo Pennantita (Mn) -Chamosita ( $\text{Fe}^{2+}$ ) -Clinocloro (Mg) ).

El contenido en Si varía entre 2.6 y 3.0 a.f.u.. La variación en el contenido en Si es función inversa de la temperatura para sistemas hidrotermales (Cathelineau, 1988; Kavalieris et al., 1990). De hecho, en los sistemas estudiados, los tipos cloríticos tardíos (2ª generación) son más ricos en Si que los primarios (1ª generación). El aumento en Si va asociado a una disminución de  $\text{Al}_{\text{total}}$  (entre 2.8 y 2.2 a.f.u.) (fig. 3.22a) fundamentalmente reflejado en el descenso de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  (entre 1.3 y 0.8 a.f.u.) (fig. 3.22c) al presentar el  $\text{Al}^{\text{VI}}$  una tendencia a mantenerse constante (entre 1.1 y 1.6 a.f.u.) (fig. 3.22b).

Por otra parte, los contenidos en  $\text{Al}^{\text{VI}}$  son superiores a los necesarios para compensar la presencia de cationes trivalentes en posición tetraédrica (sustitución tschermakítica), lo que implica la intervención de vectores de sustitución del tipo di-trioctaédrico (generación de vacantes), hecho que se acentúa a menor temperatura (contenidos en Si más elevados), al tender los contenidos en  $\text{Al}^{\text{VI}}$  a permanecer constantes (fig 3.22b). El contenido en  $\text{Fe}^{3+}$  tetraédrico calculado es escaso, siempre menor a 0.24 a.f.u. (valor medio de 0.08 a.f.u.), como se deduce de la figura 3.22c. El contenido en  $\text{Fe}^{3+}_{\text{total}}$  calculado tiende a ser constante a Si decreciente, pero con una fuerte dispersión (alrededor de 0.45-0.50 a.f.u. con extremos en 0.23 y 0.67

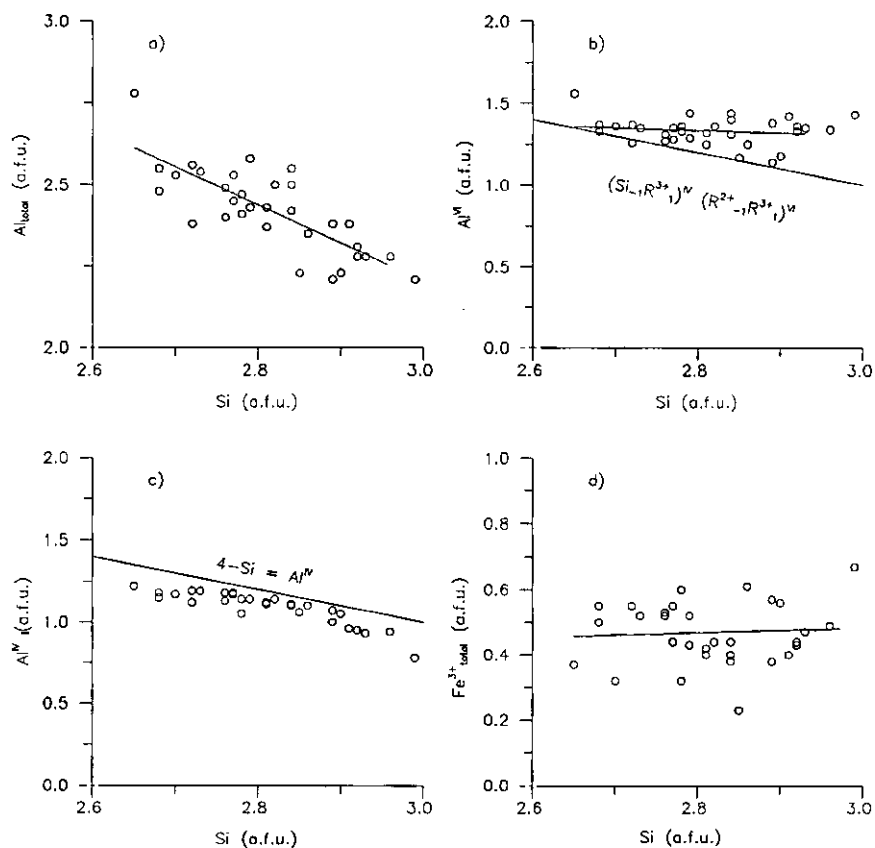


Figura 3.22.- a) Diagrama Si/Al<sub>total</sub>; b) Diagrama Si/Al<sup>VI</sup>; c) Diagrama Si/Al<sup>IV</sup> y d) Diagrama Si/Fe<sup>3+</sup><sub>total</sub>.

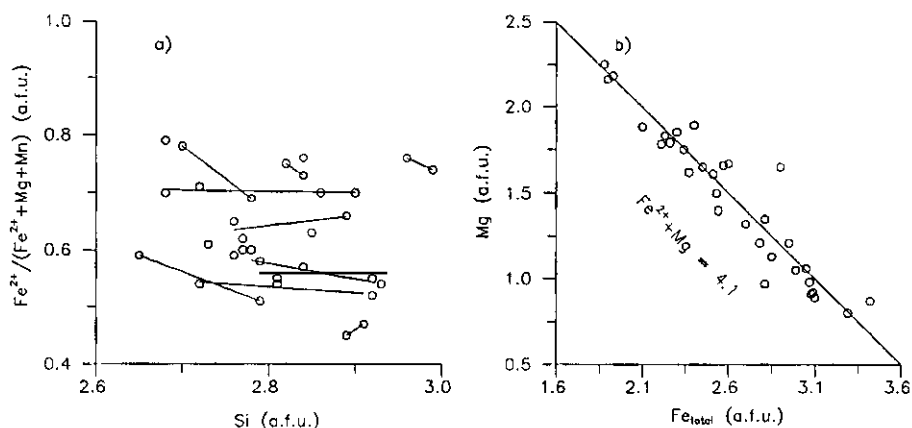


Figura 3.23.- a) Diagrama Si versus Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup>+Mg); se trazan líneas evolutivas a partir de cloritas coexistentes en una misma muestra. b) Diagrama Fe<sup>2+</sup> versus Mg; ambos valores definen una tendencia a mantener constante el contenido de cationes divalentes en posición octaédrica.

a.f.u.) (fig 3.22d).

La variación de relación  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg}+\text{Mn})$  no presenta una correlación lineal con el contenido en Si (fig. 3.23a). Sin embargo, si se considera individualmente cada sistema, se observa una pauta generalizada, pero irregular, de disminución de esta relación con el aumento en Si, disminución asociada a un decrecimiento de la temperatura de formación. La dispersión de la relación anterior (dispersión también en roca total al estar controlados  $\text{Fe}^{2+}$ , Mg y Mn por la clorita en los tipos episieníticos cloríticos), indica un control composicional local, ya sea por la naturaleza del protolito o por la naturaleza del área fuente de los fluidos en función de la relación fluido/roca, con un control térmico menor para cada sistema. En este sentido, Cathelineau y Nieva (1985) observan una débil correlación positiva entre  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Al}^{\text{IV}}$ , o sea, disminución de  $\text{Fe}^{2+}$  con la temperatura en el sistema geotérmico de Los Azufres (Méjico). El contenido en cationes divalentes en estos tipos es constante, con contenidos en Mn reducidos (menos de 0.17 a.f.u.) y  $\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$  alrededor de 4.1 a.f.u. (fig. 3.23b).

### III.3.f.- Epidota.

Es un sorosilicato con fórmula unidad:



donde: X: Ca, Ce, La, Y, Th,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{3+}$

Y: Al,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ , Ti

T: Si, Be,

y en los que se dan los dos siguientes tipos de sustituciones generales:

$\text{Al} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+}$ , que define a la serie clinozoisita-epidota y

$\text{Ca} + \text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{TR}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$ , que define la serie epidota-allanita (Deer et al., 1986).

La fórmula unidad se calcula considerando Fe como  $\text{Fe}^{3+}$  y normalizando a 8 cationes.

Las epidotas analizadas se incluyen en la serie clinozoisita-epidota, con contenidos en

pistacita [ $\%ps = 100Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$ ] entre 18.2 y 33.9 (fig. 3.24) (anexo 4, tablas 4.8), tratándose por tanto de epidotas (Deer et al., op.cit.).

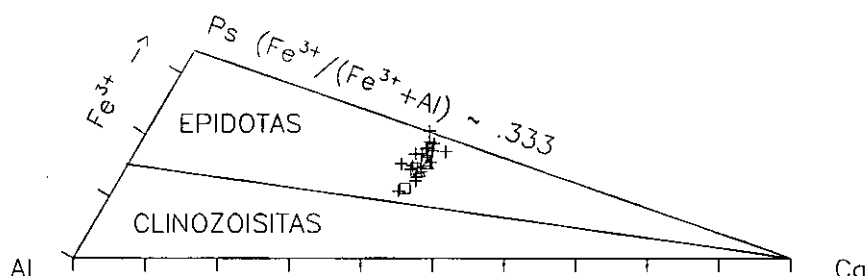


Figura 3.24.- Clasificación de epidotas. (□) Episienitas anfibólicas; (Δ) Episienitas biotíticas; (◇) Episienitas cloríticas.

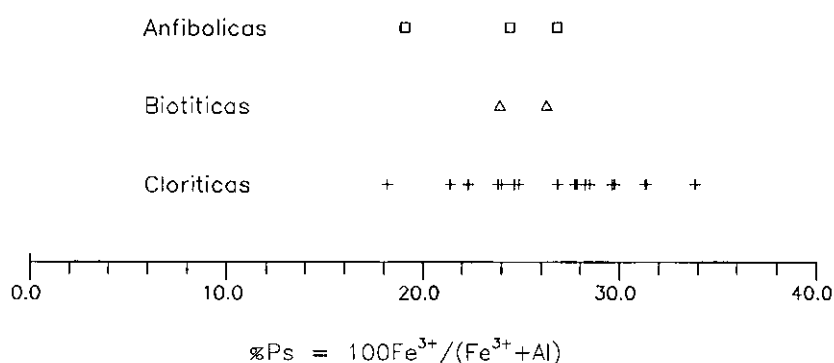


Figura 3.25.- Contenido en Pistacita (% en peso) de las epidotas analizadas, dividadas por tipos episieníticos. Misma leyenda que figura 3.24.

Se caracterizan por su irregularidad composicional, ya sea por la presencia de un zonado irregular o por la presencia de individuos de diferente composición asociados a microdominios composicionales distintos dentro de una misma lámina delgada. Así, en la muestra JM114, el menor contenido en pistacita (18.2%) corresponde a un cristal incluido en albita mientras que la epidota que rellena microfracturas muestra contenidos en pistacita que oscilan entre un 33.9% para zonas de borde de grano a un 28.3% en los núcleos. No se observa ninguna relación regular entre el contenido en pistacita y tipo de episienitas, o lo que es igual, con la temperatura de formación (fig. 3.25). Dado que el contenido en  $Fe^{3+}$  de la epidota depende de la temperatura y composición del fluido (Liou, 1973), la variabilidad composicional en pequeñas

distancias ha de atribuirse a la segunda causa. Sin embargo, Bird y Helgeson (1981) demuestran que variaciones mínimas en presión y/o temperatura también pueden dar lugar a zonados complejos en las epidotas.

### **III.3.g.- Accesorios.**

El conjunto de minerales accesorios que aparecen en las episienitas de la Sierra de Guadarrama es relativamente sencillo. Está constituido por granates, óxidos de Fe-Ti, esfena, allanita, apatito, circón, monacita, fluorita y sulfuros. De este conjunto, granates, fluorita y sulfuros sólo aparecen esporádicamente. La fluorita está asociada a las episienitas piroxénicas y a una episienita biotítica. Los sulfuros ligados a la etapa episienítica aparecen en los tipos piroxénicos, tratándose de pirita y calcopirita incluidas en los mantos granoblásticos de plagioclasa. En las episienitas afectadas por procesos hidrotermales tardíos es frecuente observar sulfuros: pirita en las episienitas argilitizadas y pirita, calcopirita, galena y esfalerita en episienitas con alteración cuarzo-sericítica. En éstas últimas también se ha observado la presencia de wolframita y estannina. Los óxidos de Fe-Ti sólo se localizan en los tipos episieníticos s.s. y microclinitas, desapareciendo en los tipos cloríticos.

A continuación se abre una serie de subapartados, dedicados a aquellos accesorios sobre los que se dispone de información analítica.

#### **III.3.g.1.- Granates.**

En las episienitas estudiadas sólo se ha encontrado granate en dos afloramientos, uno correspondiente a una episienita biotítica, fuertemente cloritizada (granate espesartínico) y el otro ligado a una episienita piroxénica (granate andradítico). En el primer caso, el granate se presenta como cristales de grano muy fino subidiomorfos ligados a agregados máficos (biotita o clorita) o como agregados policristalinos alotriomorfos reemplazando la albita. Parece estable, e incluso recrystalizar, en los procesos tardíos de anortitización de la plagioclasa. En el segundo

caso está asociado a la fracción granoblástica feldespática, en equilibrio con oligoclasa (An 17-18), hedembergita (Di 0) y magnetita. De grano muy fino, varía entre cristales con hábitos subidiomorfos a texturas en atolón.

El granate es un ortosilicato con fórmula unidad:



donde las distintas posiciones están ocupadas de la siguiente manera (Meagher, 1982):

	X	Y	T
Principales	Ca, Mn, Fe <sup>2+</sup> , Mg	Al, Cr, Fe <sup>3+</sup>	Si
Minoritarios	Zn, Y <sup>3+</sup> , Na	Ti <sup>3+,4+</sup> , V <sup>3+</sup> , Fe <sup>2+</sup> , Zr, Sn	Al, Ti <sup>4+</sup> , Fe <sup>3+,2+</sup>

La fórmula unidad se ha calculado con la rutina GARNET del programa MINFILE (Afifi y Essene, 1989) en base a 16 cationes, completando la posición octaédrica con Fe<sup>3+</sup>.

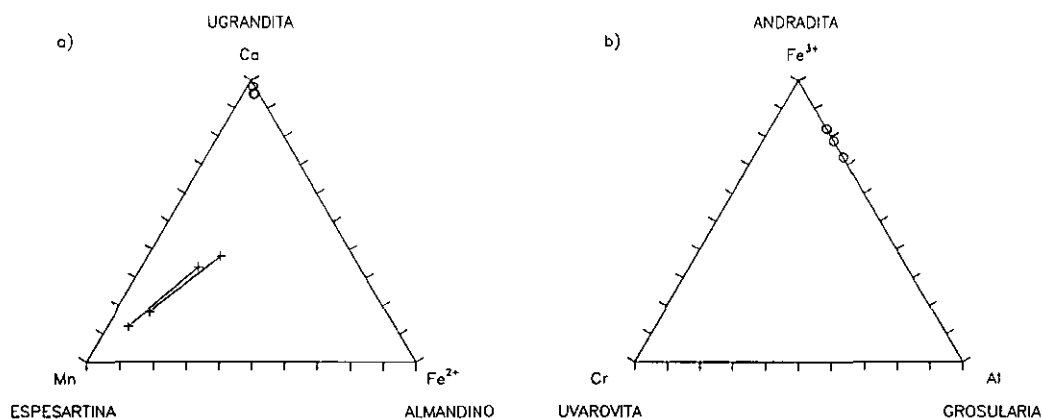


Figura 3.26.- Contenidos en cationes divalentes (a) y trivalentes (b) de los granates de las episienitas de la Sierra de Guadarrama. En la figura a) se trazan líneas entre las composiciones de núcleos y bordes de los granates espesartínicos. (□) Andraditas; (◇) Espesartinas.

Como se ha comentado previamente, composicionalmente son muy distintos. Los tipos espesartínicos se caracterizan por un zonado, con núcleos muy ricos en Mn (hasta un 81 % molar



de espesartina) y bordes más ricos en Ca (hasta un 34% molar) y  $\text{Fe}^{2+}$  (hasta un 22% molar) (Anexo 4, tabla 4.9) como se observa en el triángulo Ca-Mn-Fe (fig. 3.26a).

Los tipos andradíticos son granates fundamentalmente cálcicos (ugrandíticos) con contenidos menores de almandino y espesartina ( $\text{alm} + \text{sp} < 5\%$  molar) y contenidos nulos en piropro. Los contenidos en uvarovita (Cr) también son nulos, y la fracción molar de andradita en el triángulo ugrandítico (andradita-uvarovita-grosularia) oscila entre 0.72 y 0.83 (Anexo 4, tabla 4.9)(fig. 3.26a,b).

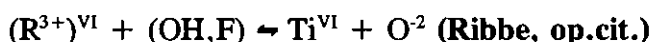
### III.3.g.2.- Esfena.

Es un ortosilicato de fórmula unidad:



donde las sustituciones más frecuentes son: Al, Fe, Ta, Nb por Ti y T.R. por Ca (Ribbe, 1982). La fórmula unidad se calcula en base a 3 cationes.

Composicionalmente, se caracterizan (excepto las ligadas a los tipos piroxenos egirínicos) por no ser deficientes en Si y en Ca pero sí en Ti (Anexo 4, tabla 4.10). Esta deficiencia puede estar ligada a una sustitución del tipo:



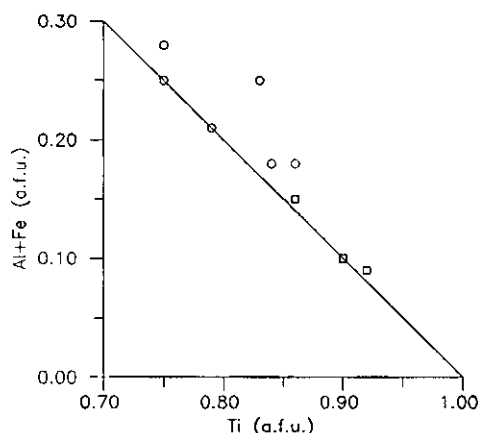
de hecho, las relaciones entre Fe+Al (donde se asume que todo el Fe aparece como  $\text{Fe}^{3+}$ ) y Ti son inversamente proporcionales con una relación lineal, oscilando el componente  $\text{SiCaR}^{3+}\text{O}_4(\text{OH}, \text{F})$  entre el 8 y el 25% molar, con mayores porcentajes ligados a las esfenas de los tipos piroxénicos (fig. 3.27).

El único análisis disponible de una esfena de los tipos piroxénicos egirínicos se caracteriza por su alto contenido en F (ligado a los altos contenidos en F de los minerales hidratados presentes) y una fuerte deficiencia en Ca (0.86 a.f.u.) y Ti (0.83 a.f.u.) Esta deficiencia se explica por la incorporación de T.R. en su estructura mediante el vector de

intercambio:



La presencia de cantidades apreciables de T.R. en estas esfena ha sido confirmada mediante análisis cualitativos de longitud de onda.



**Figura 3.27.-** Relaciones Ti versus Al+Fe en las esfenas de las episienitas de la Sierra de Guadarrama. (□) Episienitas piroxénicas; (Δ) Episienitas biotíticas y anfibólicas.

### III.3.g.3.- Óxidos de Fe-Ti.

En la episienitas de la Sierra de Guadarrama se observan tres tipos de óxidos de Fe-Ti: magnetita ( $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$ ), ilmenita ( $\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$ ) y anatasa ( $\text{TiO}_2$ ).

El cálculo de la fórmula unidad de los dos primeros se realiza con los subprogramas "ilmenita" y "spinel" del paquete MINFILE de Afifi y Essene (1989). Básicamente, se basan en un doble ajuste a cationes y aniones, que permite la estimación del contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

Composicionalmente, la magnetita se caracteriza por la escasa presencia de componente ulvoespinela ( $\text{Fe}^{2+}_2\text{TiO}_4$ ) que parece ligada al grado metasomático: los mayores contenidos se dan en la muestra J37a y en un ejemplar de J37j (tipos piroxénicos/piroxénicos-anfibólicos y los

menores en la muestra JM114 (vena anfibólica en una episienita biotítica) (fig. 3.28; Anexo 4, tabla 4.11).

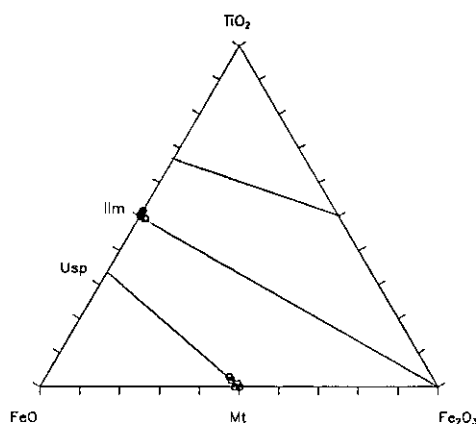
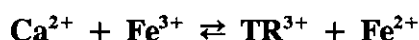


Figura 3.28.- Clasificación de los óxidos de Fe-Ti analizados en el triángulo composicional FeO+MnO/TiO<sub>2</sub>/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

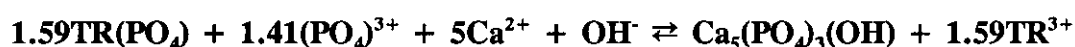
La ilmenita, que nunca coexiste con magnetita en equilibrio, se caracteriza por su riqueza en manganeso (hasta un 15% molar del componente geikielita) y los prácticamente nulos contenidos en hematites (Anexo 4, tabla 4.11).

### III.3.g.4.- Allanita.

Es un mineral del grupo de las epidotas, cuya conexión con las epidotas puede expresarse mediante el vector de sustitución:



Aparece en todas las episienitas primarias y frecuentemente es el producto de la transformación de la monacita granítica. Esta última presenta texturas de disequilibrio consistentes en coronas reaccionales dobles, con una zona interna apatítica que delimita el antiguo cristal de monacita y un recrecimiento externo alánítico (fig. 3.29). La sustitución de la monacita por apatito se puede modelizar mediante una reacción a volumen constante del tipo:



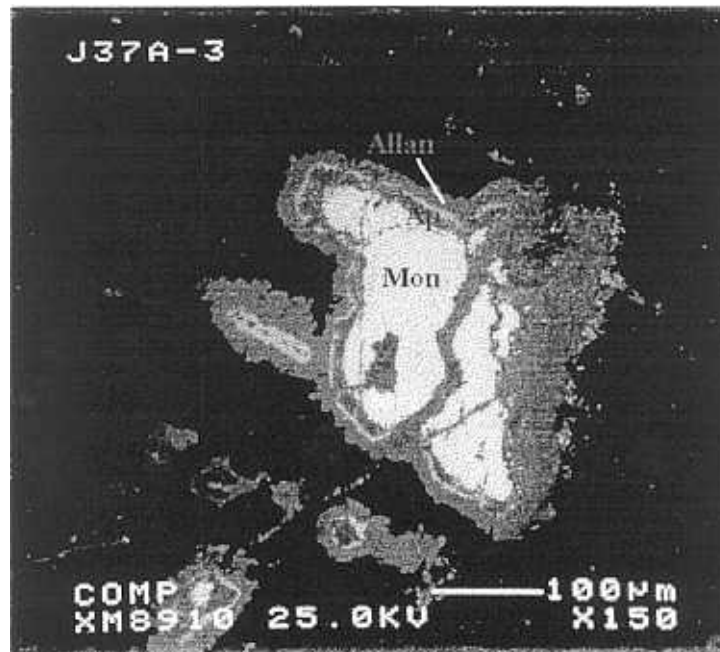


Figura 3.29.- Transformación de la monacita en allanita y apatito, con una textura en corona doble.

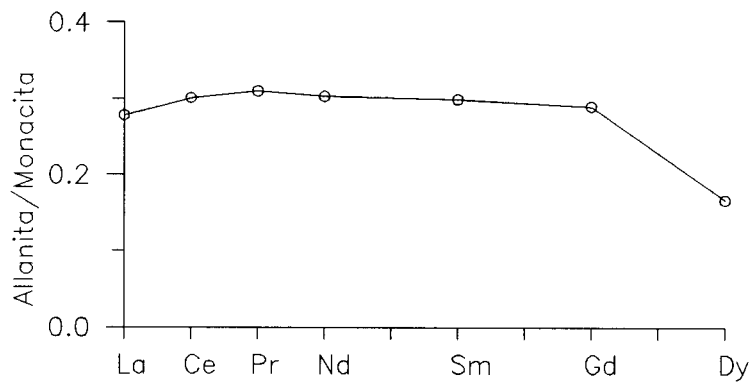


Figura 3.30.- Espectro de Tierras Raras ligeras de la alanita normalizado al de la monacita.

Las Tierras Raras liberadas en la transformación de la monacita a apatito son fijadas seguidamente mediante la precipitación de una epidota rica en tierras raras ligeras (TRL; alanita s.l.) donde la relación  $\text{Ca a.f.u.}/\text{TRL a.f.u.}$  se sitúa aproximadamente en 1.9 (datos semicuantitativos de longitud de onda, no reflejados en el anexo 4). El espectro de TRL de la alanita, normalizado al de la monacita muestra un factor de fraccionación aproximadamente igual

a uno. Este hecho, unido al aumento ya mencionado de las TR en las episienitas, por relación al protolito, sugiere que el fluido hidrotermal alcanzó condiciones de saturación en TR durante la alteración (fig. 3.30).

***CAPITULO IV***  
***CONDICIONES DE FORMACION  $P_f$ - $T$***

Este capítulo se ha dividido en dos subcapítulos. El primero se dedica a la termometría de intercambio, termometría referida a episienitas retrogradadas cloríticas. La determinación de las condiciones termométricas de formación de las episienitas primarias se efectúa realmente en el capítulo VI (Geoquímica Isotópica), al constituirse la termometría isotópica como la única aproximación válida a las temperaturas de formación de las episienitas.

En el segundo subcapítulo se aborda el estudio de inclusiones fluidas. Este estudio, que permite fijar las condiciones báricas de formación de las episienitas, aporta también información sobre la composición química de los propios fluidos responsables de la episienitización.

#### **IV.1.- TERMOMETRIA DE INTERCAMBIO.**

Como previamente se ha comentado en el capítulo anterior, la existencia de un "gap" de miscibilidad para las plagioclasas de las episienitas primarias impide cualquier intento de determinación termométrica a partir de equilibrios de intercambio donde intervenga este mineral (por ejemplo, termometría de feldespatos).

Por otra parte, las asociaciones minerales de las episienitas, descartada la plagioclase, no implican reacción alguna de intercambio adecuada a determinaciones termométricas o barométricas, ya sea por la elevada varianza de los sistemas establecidos, ya sea por la presencia de fases minerales muy complejas, con constantes termodinámicas y modelos de actividad/composición poco o nada definidos.

La situación es diferente para las episienitas cloríticas, en las que la presencia de clorita permite el cálculo geotermométrico, como previamente ha puesto de manifiesto Tornos (1990), al existir dos geotermómetros basados en este mineral (Walshe, 1986; Cathelineau, 1988).

##### **IV.1.a.- Cloritas.**

**IV.1.a.1.- Geotermómetro de Cathelineau.**

Se trata de un termómetro empírico, basado en la relación lineal entre el contenido en  $Al^{IV}$  de las cloritas y temperatura. La primera regresión es la de Cathelineau y Nieva (1985), calculada a partir de datos reales del sistema geotérmico de Los Azufres (Méjico). Esta regresión ha sido mejorada posteriormente al incluir datos disponibles de otro sistema geotérmico (Salton Sea, USA) por Cathelineau (1988), proponiendo la siguiente ecuación:

$$T(^{\circ}C) = -61.92 + 321.98(Al^{IV})$$

El rango de aplicación de este termómetro oscila entre 130 y 310°C. La estimación de  $Al^{IV}$  se realiza asumiendo  $Fe_{total}$  como  $Fe^{2+}$  y calculando la fórmula unidad a 14 oxígenos.

Estrictamente, este termómetro debe utilizarse en sistemas similares a los utilizados para su calibración, dado el evidente control que ejerce la roca caja y/o composición del fluido sobre la clorita (Cathelineau e Izquierdo, 1988). Sin embargo, Cathelineau (op.cit.) considera posible su utilización en medios muy diferentes a los de calibración (medios diagenéticos, hidrotermales, o metamórficos), subestimando la posible influencia de otros parámetros fisico-químicos en la composición de las clorita.

**IV.1.a.2.- Geotermómetro de Walshe.**

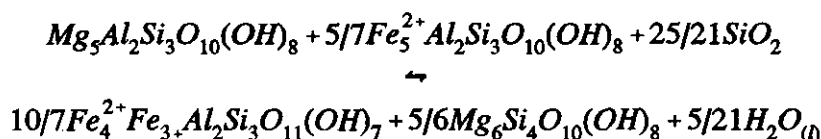
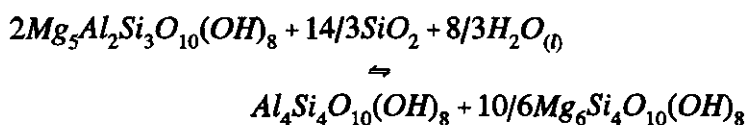
Es un termómetro teórico, basado en un modelo de solución sólida de seis componentes termodinámicos, y confirmada su validez en medios geotérmicos actuales. Originalmente propuesto por Walshe y Solomon (1981), ha sido revisado y profundamente modificado por Walshe (1986). Este último autor describe la composición de las cloritas en el sistema  $SiO_2$ - $Al_2O_3$ - $MgO$ - $FeO$ - $Fe_2O_3$ - $H_2O$  mediante una combinación lineal de los siguientes seis componentes moleculares:



- (1)  $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$
- (2)  $Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$
- (3)  $Fe_5^{2+}Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$
- (4)  $Fe_5^{2+}Fe_2^{3+}Si_3O_{10}(OH)_8$
- (5)  $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$
- (6)  $Fe_4^{2+}Fe_3^{3+}Al_2Si_3O_{11}(OH)_7$

Este autor calcula las constantes termodinámicas para los componentes 1, 3, 4, 5 y 6 a partir de las restricciones composicionales impuestas por cloritas de una serie de sistemas geotérmicos. El cálculo de la actividad lo realiza a partir de un modelo de mezcla regular para los tres primeros componentes, un modelo de mezcla ideal para los componentes 4 y 5, y para el componente 6 calcula empíricamente un coeficiente de actividad, dependiente de la temperatura.

Mediante la calibración de los termómetros:

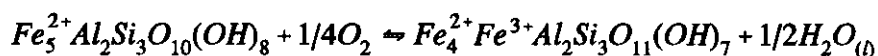


y la restricción impuesta por la ecuación de Gibbs-Duhem:

$$-S_{cta}dT + V_{cta}dP - \sum_{i=1}^6 n_i d\mu_i = 0$$

es posible calcular la temperatura de formación, contenido en  $Fe^{3+}$  y contenido en  $H_2O$  de las cloritas, si se conoce la Presión de fluidos ( $P_f$ ) y actividad del óxido de silicio ( $a_{SiO_2}$ ) en la solución. Por último, es posible estimar las condiciones de oxidación del medio mediante la

reacción:



Para el cálculo de estos parámetros se ha utilizado un programa propio, basado en un listado fuente erróneo procedente del autor, corregido mediante la incorporación de las subrutinas de cálculo de T y fórmula unidad, asignación de variables, y simplificado de las matrices de variables, y reducción de los bloques de memoria.

Las determinaciones obtenidas son, en cualquier caso aproximaciones, al utilizar calibraciones de los dos termómetros a lo largo de la línea líquido-vapor (T máxima de uso en 373°C), asumir actividad de agua igual a uno y actividad de SiO<sub>2</sub> también igual a uno. En todo caso, la presión de formación de las cloritas, de acuerdo con los datos de inclusiones fluidas en apatitos (muestra J130), no es excesivamente elevada respecto a la presión de cálculo, las soluciones asociadas a estos procesos son diluidas y, frecuentemente, se detecta cuarzo asociado a la clorita.

#### IV.1.a.3.- Resultados.

De los dos geotermómetros disponibles se ha optado por el de **Walshe (1986)** por dos razones:

a) Los problemas inherentes al geotermómetro de **Cathelineau (1988)**, ya puestos de manifiesto en su correspondiente apartado.

b) La coherencia de los resultados basados en el modelo de **Walshe (op.cit.)** respecto a los resultados del modelo de **Cathelineau (op.cit.)** en otros sistemas geológicos, dada la imposibilidad de comprobación sobre las propias episenitas. Concretamente en el estudio del metamorfismo de la Sierra de los Cameros, donde coexisten en equilibrio pirofilita y clorita,

junto a cloritoide en metapelitas, el geotermómetro de Cathelineau indica temperaturas muy elevadas para la coexistencia en equilibrio de dicho par mineral, mientras que el de Walshe proporciona temperaturas coherentes con el anterior equilibrio, en base a consideraciones sobre equilibrio heterogéneo (Casquet et al., 1992).

Las temperaturas obtenidas en las episienitas cloríticas oscilan en un rango comprendido entre 327 y 148°C (fig. 4.1; Anexo 4, tablas 4.7). En esta figura también puede observarse que las temperaturas obtenidas por el termómetro de Cathelineau (op.cit.) son significativamente más elevadas.

Tanto para el conjunto de datos como para los datos de una misma muestra se muestran importantes variaciones en las temperaturas calculadas. Cuando las diferencias térmicas dentro de una misma muestra son muy elevadas, es posible correlacionarlas con la existencia de distintas generaciones texturales de clorita. En general se constata una correlación inversa entre el contenido de Sílice de la clorita y la temperatura calculada, en coincidencia con lo observado en otros sistemas hidrotermales (Cathelineau y Nieva, 1985; Cathelineau, 1987a; Cathelineau, 1988 y Kavalieris et al., 1990). Sin embargo, al considerar por separado las distintas muestras de las que se posee información, se observan pautas evolutivas divergentes, reflejo de diferencias en las condiciones fisico-químicas locales.

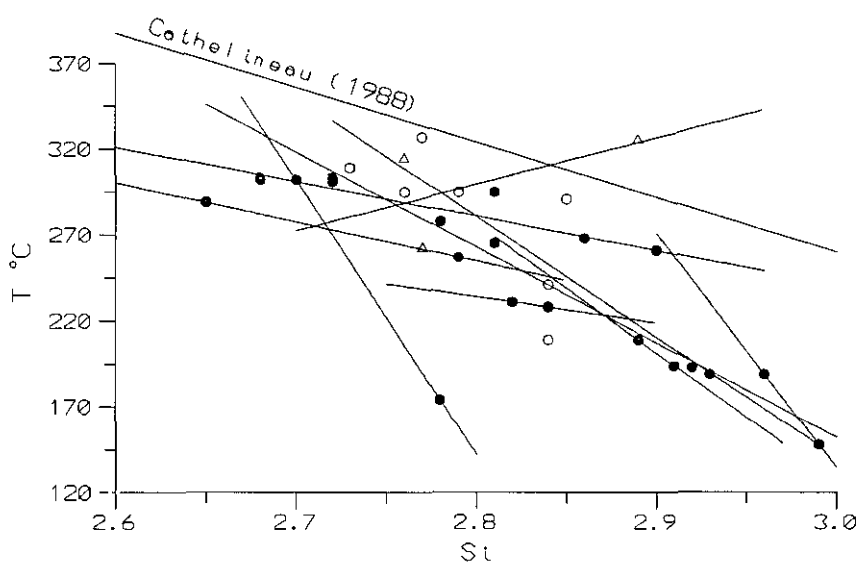
La termometría de cloritas apoya la conclusión derivada de los datos texturales y de composición de las plagioclasas, acerca del carácter tardío, y retrógrado, de los propios procesos de cloritización, mediante dos nuevas evidencias:

1) Las cloritas de la muestra J130, que pseudomorfizan a biotitas previas y coexisten con epidota, dan temperaturas de formación de aproximadamente 200°C, mientras que la temperatura media de homogeneización de las inclusiones primarias en la epidota coexistente es de 345°C.

2) Las temperaturas máximas de formación para las cloritas (327°C) son claramente

inferiores al límite inferior del campo de solubilidad retrógrada del cuarzo, cuando, como se demuestra en el capítulo VIII, son necesarias trayectorias  $P$ - $T$  que intersecten este campo para la formación de las episienitas.

Por otro lado, la existencia de varias generaciones de cloritas con temperaturas decrecientes en sistemas locales indica una evolución compleja de los sistemas episieníticos, con reaperturas puntuales de los mismos, que dan lugar a asociaciones minerales progresivamente de menor temperatura.



**Figura 4.1.-** Resultados del geotermómetro de Walshe. Los círculos representan varias medidas de cloritas en una misma muestra, a partir de las cuales se trazan las líneas  $Si/T$  del gráfico. Las circunferencias indican medidas puntuales y los triángulos representan las cloritas de la muestra J115, que muestra un comportamiento peculiar, con una relación directa entre incremento de  $Si$  y temperatura. La línea superior marca las temperaturas del geotermómetro de Cathelineau (1988).

#### IV.2.- INCLUSIONES FLUIDAS.

#### IV.2.a.- Introducción.

El estudio de las inclusiones fluidas contenidas en los minerales es una poderosa herramienta para la comprensión de la petrogénesis de sistemas hidrotermales al proporcionar información acerca de la composición del fluido y de las condiciones  $P_f$ -T de atrapamiento (donde  $P_f$  indica presión de fluidos). Por otra parte, los planos de inclusiones secundarias pueden ser un buen marcador de los paleocampos de esfuerzos (Roedder, 1984; Lespinasse, 1984).

El estudio realizado se ha volcado esencialmente sobre los aspectos físicos (estudio microtermométrico) de las inclusiones de tipo primario (aquellas atrapadas durante el crecimiento del cristal) de los minerales neoformados en el proceso de episienitización, al ser las únicas que proporcionan una información directa sobre las condiciones de episienitización. No obstante, también se aporta información sobre inclusiones en cuarzos neoformados. Estos cuarzos, si se han formado bajo condiciones de transición a las propias de los procesos de decuarcificación, pueden proporcionar una útil información acerca de estos procesos, como lo demuestran Leroy (1978) y Cathelineau (1987a); sin embargo, en ausencia de criterios texturales evidentes (esto es, texturas de disolución-recristalización), la validez de estos resultados es cuestionable dada la fuerte carga subjetiva en la interpretación de su significado.

El reconocimiento de la naturaleza de las inclusiones se ha realizado mediante un estudio petrográfico, previo al microtermométrico. En este estudio preliminar, aparte de confirmar la existencia de inclusiones susceptibles de estudio microtermométrico (tamaño superior a  $3\text{ }\mu\text{m}$ ), se ha valorado la naturaleza de las inclusiones a partir de criterios geométricos (Roedder, *op. cit.*) y establecido una cronología relativa, si existen varias familias, en base a criterios microtexturales (Touret, 1981; Roedder, *op. cit.*).

Este reconocimiento previo se ha completado con una primera valoración del contenido en  $\text{CO}_2$  sobre algunas muestras. Esta valoración se ha realizado mediante triturado en una platina para su observación microscópica simultánea, de una serie de concentrados minerales

(piroxeno, epidota y cuarzo) inmersos en glicerina (ver **Hollister et al. (1981)** para detalles de la técnica).

El estudio microtermométrico consiste en la medición de las temperaturas de transición de fase experimentadas por las inclusiones fluidas y en la determinación de la naturaleza de estas transiciones (**Hollister, 1981**). Este estudio se divide en dos etapas:

En una primera etapa, se enfría la muestra hasta aproximadamente  $-180^{\circ}\text{C}$  empleando una corriente de  $\text{N}_2$  líquido procedente de un contenedor crioscópico. Posteriormente la muestra se calienta a velocidad controlada hasta temperatura ambiente, anotándose la temperatura del eutéctico, si es posible, y las temperaturas de fusión de las distintas fases sólidas que se han formado: hielo ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ...) e hidratos (clatratos, polihalita...) principalmente.

En una segunda etapa se calienta la inclusión (hasta un máximo de  $600^{\circ}$  en la platina Chaixmeca) anotándose las distintas temperaturas de desaparición de las distintas fases presentes (gases, líquidos y sólidos) hasta la homogeneización total de la misma.

La composición y salinidad de las inclusiones se obtienen a partir de las temperaturas de fusión, y los datos de densidad y temperatura mínima de atrapamiento, a partir de las temperaturas de homogeneización. La interpretación será tanto más compleja cuanto más compleja sea la inclusión; complejidad que en general se refleja en un mayor número de cambios de fase (**Crawford, 1981**). La interpretación se realiza asimilando los sistemas reales estudiados a sistemas experimentales bien definidos, y se traduce en la construcción de isócoras (curvas de densidad constante en planos  $P_f$ - $T$ ) a partir de las ecuaciones de estado definidas para los sistemas experimentales similares, suponiendo una evolución isocórica e isopleta para las inclusiones estudiadas. Las isócoras trazadas permiten, a partir de otras estimaciones independientes de la  $P_f$  o  $T$  de los sistemas estudiados, una determinación precisa de las condiciones  $P_f$ - $T$  de atrapamiento, esto es, de la formación del mineral.

#### **IV.2.b.- Inclusiones fluidas en episienitas.**

Las episienitas estudiadas se caracterizan por la escasez de inclusiones fluidas adecuadas para su estudio en los minerales claramente episieníticos. Los feldespatos, que constituyen el volumen principal de estas rocas, presentan inclusiones fluidas, en general submicroscópicas y difíciles de estudiar dadas las características texturales de estos minerales; esto es, una fuerte turbidez producto de numerosas inclusiones y microoquedades que, en lámina gruesa, prácticamente imposibilita el estudio de las inclusiones fluidas presentes. Del resto de las fases presentes, sólo apatito, epidota y piroxeno presentan escasas inclusiones adecuadas para su estudio; el número de inclusiones puede ser puntualmente muy elevado pero en estos casos, presentan tamaños submicroscópicos ( $\approx 1-3 \mu\text{m}$ ). Por el contrario, los cuarzos secundarios sobre episienitas y los cuarzos de los granitos rosas suelen contener abundantes inclusiones fluidas, aunque generalmente secundarias.

En este estudio se ha trabajado sobre ocho muestras: cinco episienitas, dos granitos rosas y una episienita parcialmente silicificada. De las cinco episienitas, dos son piroxénicas, una anfibólica, una biotítica y la quinta, clorítica, caracterizada por la presencia de anfíbol. En la tabla 4.1 se indica la nomenclatura, tipo, minerales sobre los que se ha trabajado y, si procede, alguna característica determinante de la muestra.

En la tabla 4.2 se resumen las propiedades microtermométricas de las inclusiones estudiadas. Los valores mostrados en esta tabla son valores seleccionados en función de las características microtexturales de las inclusiones y, en algun caso, en base a consideraciones estadísticas (histogramas). En casi todos los casos se trata de inclusiones bifásicas (L+V), salvo algunos individuos con cristales cautivos. También en todos los casos, los datos de la platina trituradora y la observación microtermométrica (ausencia de clatrato) indican valores de  $X_{\text{CO}_2}$  menores a 0.01 (Hedenquist y Henley, 1985; Ulrich y Bodnar, 1988). Los datos composicionales, la densidad y las isócoras correspondientes se han obtenido con el programa Flincor (Brown, 1989), empleando en todos los casos las ecuaciones de estado de Brown y Lamb (1989) para el sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ .

MUESTRA	TIPO	MINERALES	CARACTERISTICAS
J37b	Piroxénica	Apatito Piroxeno	Débil anfibolitización.
J37j	Piroxénica	Apatito	Anfibolitizada
J34f2	Anfibólica	Apatito	± Microclinizada
J135	Biotítica	Epidota	
J130	Clorítica	Epidota	Anfíbol presente.
86147	Px. egirín.	Cuarzo	Silicificada
J3	G.Rosa	Cuarzo	Lateral epis. clorítica
J127G	G.Rosa	Cuarzo	Lateral epis. clorítica

Tabla 4.1.- Muestras sobre las que se ha realizado el estudio microtermométrico de inclusiones fluidas.

#### IV.2.b.1.- Episienitas piroxénicas.

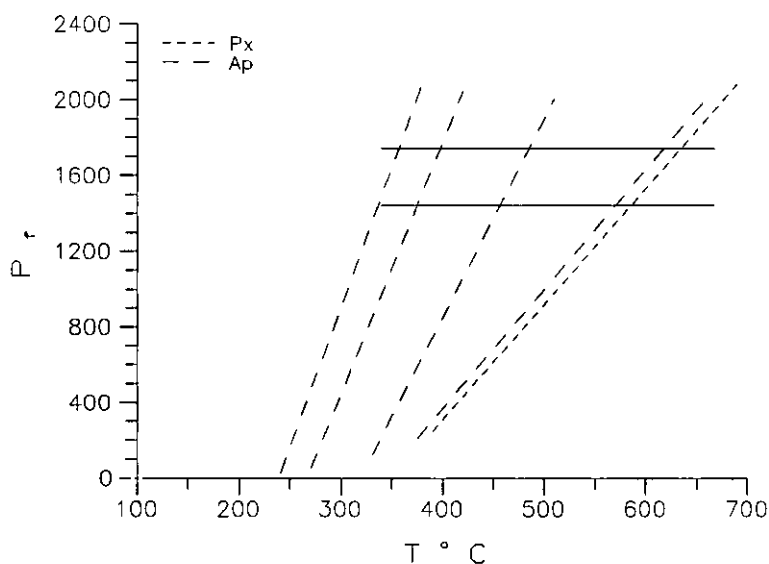
Se han medido inclusiones primarias en apatito en dos muestras (J37b y J37) y en piroxeno en una (J37b). Estas dos muestras corresponden a episienitas piroxénicas hedembergíticas. En la muestra J37b los procesos de anfibolitización, siempre presentes, están escasamente desarrollados; en cambio, la muestra J37j es una facies de transición a tipos anfibólicos. En este tipo los agregados de piroxeno han sido casi totalmente sustituidos por anfíbol y sólo permanece, aparentemente estable, una segunda generación de hedembergita, asociada a los mantos granoblásticos de plagioclasa, en pequeños dominios sin anfíbol. Por otro lado, se han estudiado las inclusiones fluidas sobre cuarzo de una episienita piroxénica egirínica silicificada.

Los cristales de piroxeno de la muestra J37b presentan inclusiones generalmente muy pequeñas ( $< 3 \mu\text{m}$ ), frecuentemente con geometrías poliédricas y distribuidas uniformemente en el interior de los cristales. La opacidad del piroxeno y el pequeño tamaño de las inclusiones



dificultan la observación. Estas inclusiones presentan temperaturas de homogeneización altas ( $T_h = 370$ - $400^\circ\text{C}$ ) y salinidad moderada (6.2% equiv. NaCl) (tabla 4.2, fig. 4.2).

Los apatitos analizados son cristales de origen hidrotermal, los cuales se caracterizan por la abundancia de inclusiones fluidas, inexistentes en los ígneos. En todos los casos las inclusiones fluidas se disponen o bien concéntricas o bien paralelamente a las diagonales de los cristales. La geometría de las inclusiones es variable, desde poliédricas a irregulares. Generalmente se trata de inclusiones bifásicas (L+V) aunque no es raro observar cristales atrapados (un opaco y, al menos, un cristal birrefringente no identificado). Puntualmente las inclusiones están vacías, asociadas a microfracturas concoides que parecen indicar procesos de autodecrepitación.



**Figura 4.2.-** Isócoras obtenidas sobre apatitos en las muestra J37b y J37j y piroxeno en la muestra J37b. Las dos líneas paralelas a la abcisa indica el rango de presiones establecido para la formación de epidotas y piroxenos en las episienitas (ver fig. 4.8).  $P_f$  en bares y  $T$  en  $^\circ\text{C}$ .

En los mayores cristales analizados es posible observar un zonado irregular de las salinidades y  $T_h$  de las inclusiones, disminuyendo ambos de núcleo a borde: En la muestra J37b

se han medido en un mismo cristal valores de la  $T_h$  desde 331 a 241°C con variaciones correspondientes de la salinidad entre 12.7 y 10.2% equiv. NaCl. En la muestra J37j sólo se ha podido determinar con fiabilidad una inclusión, bastante menos salina (2.8% equiv. NaCl) y con una temperatura de homogeneización más elevada (380°C) (tabla 4.2, fig. 4.2).

El cuarzo de la muestra 86147 presenta dos familias de inclusiones fluidas secundarias. Las inclusiones primarias suelen presentar sólidos atrapados y se caracterizan por una  $T_h$  y salinidad medias de 243°C y 5.5% equiv. NaCl respectivamente. La segunda familia la forman inclusiones bifásicas (L+V) que presentan una  $T_h$  bastante inferior (170°C) y menor salinidad (4.2% equiv. NaCl) (tabla 4.2, fig. 4.3).

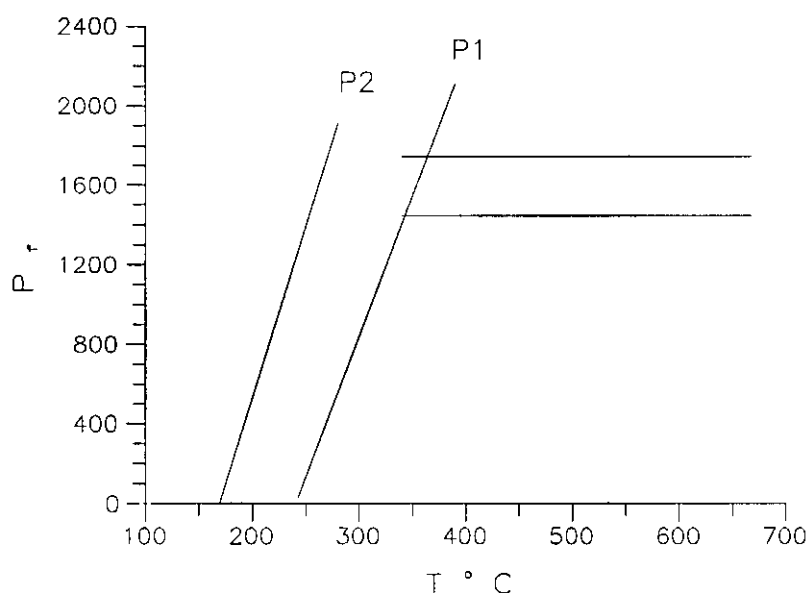


Figura 4.3.- Isócoras medias obtenidas a partir de cuarzos de la muestra 86147 (episienita piroxénica egirínica).

#### IV.2.b.2.- Episienitas anfibólicas.

Sólo se ha estudiado un apatito claramente hidrotermal sobre una muestra de este tipo (J34f2). Esta muestra se caracteriza por un proceso de microclinización tardía muy

desarrollado, y un conjunto de plagioclasas complejo, resultante de un proceso metasomático progrado, como se explica en el anterior capítulo.

Las inclusiones, con geometrías de tendencia poliédrica y de muy pequeño tamaño, están distribuidas aleatoriamente en el cristal (primarias). Son inclusiones moderadamente salinas (8.6% equiv. NaCl) y presentan una  $T_h$  media de 290°C (tabla 4.2).

#### **IV.2.b.3.- Episienitas biotíticas.**

Se han estudiado las inclusiones presentes en un cristal de epidota de la muestra J135. Esta muestra presenta los cristales de epidota fragmentados, hecho que se refleja en la presencia de múltiples planos de inclusiones secundarias submicroscópicas y la escasez de inclusiones primarias.

Las inclusiones fluidas primarias en las epidotas, en general, se presentan o bien aisladas o en agrupaciones ("clusters") sin evidente control estructural. Estas inclusiones son muy variables en tamaño (de 5 a 40  $m\mu$ ) y sobre todo en la forma. Suelen ser muy irregulares, sobretodo las de mayor tamaño, observándose un cierto control cristalográfico (caras y protuberancias) por parte del plano de exfoliación principal (001).

Las inclusiones fluidas primarias en epidotas de esta muestra son hiposalinas, con un valor medio de 3.6% equiv. NaCl y  $T_h$  media de 257°C (tabla 4.2, fig. 4.8).

#### **IV.2.b.4.- Episienitas cloríticas.**

Dentro de este tipo se ha estudiado la muestra J130a, episienita clorítica caracterizada por la presencia de un anfíbol retrogradado (ferrohornblenda), parcialmente transformado a ferroactinolita. La escasa deformación que presenta esta muestra ha permitido la conservación

de una cierta abundancia de inclusiones primarias, tanto en apatitos (abundantes) como en epidotas. Como se verá a continuación, las poblaciones de inclusiones fluidas en ambos minerales muestran grandes diferencias.

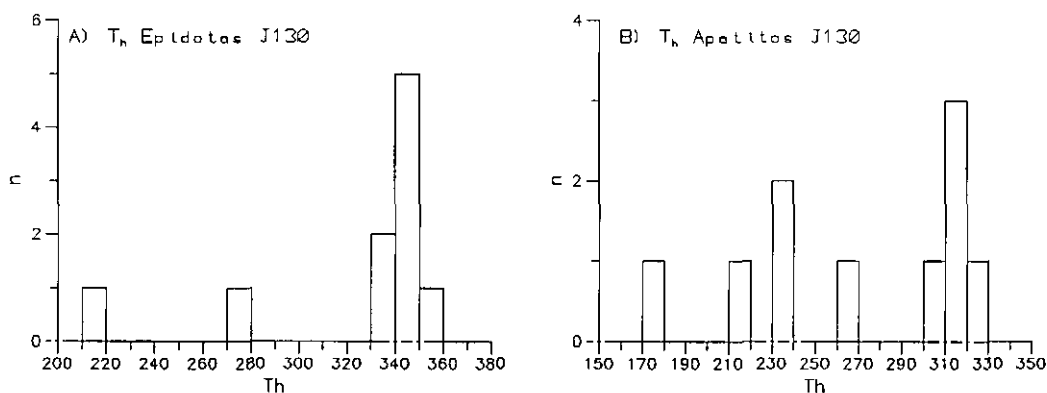


Figura 4.4.- Temperaturas de homogeneización de las inclusiones en epidotas (a) y apatitos (b) de la muestra J130.

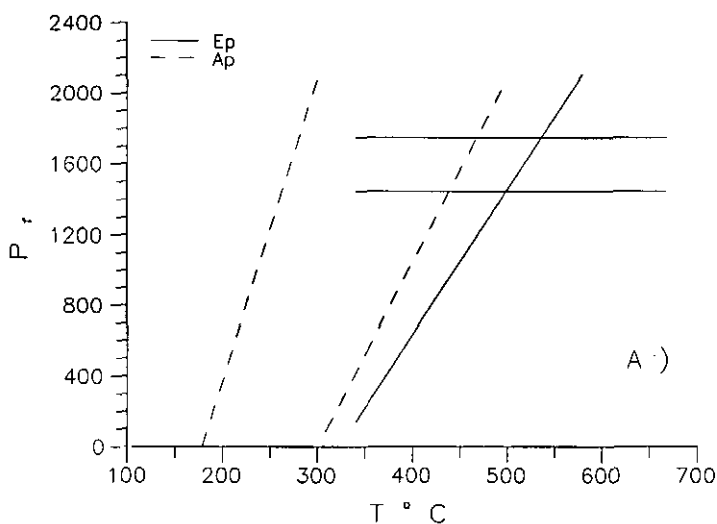


Figura 4.5.- Isócoras para las inclusiones fluidas en epidota (media) y apatito (las dos extremas) de la muestra J130.

Las inclusiones fluidas en las epidotas son relativamente homogéneas, aunque presentan

algunos individuos claramente afectados por procesos tardíos, los cuales presentan una geometría muy irregular. La modificación de estas inclusiones se refleja en temperaturas de homogeneización inferiores (fig. 4.4). Estas inclusiones son hiposalinas (2.3% equiv. NaCl medio) y presentan una  $T_h$  media, descartados los valores extremos inferiores, de 345°C (tabla 4.2, figs. 4.4 y 4.5).

Las inclusiones fluidas en dos cristales de apatito presentan tanto  $T_h$  como salinidades variables, con zonados irregulares dados por  $T_h$  y salinidades decrecientes de núcleo a borde. Esta tendencia es similar a la observada en los tipos piroxénicos. Por otro lado, los rangos de variación de estos parámetros así como los máximos varían de un cristal a otro: las máximas  $T_h$  (317-230°C) se asocian a un cristal parcialmente incluido en un anfíbol, aunque también presenta contactos con clorita; en cambio, un cristal incluido en clorita presenta  $T_h$  comprendidas entre 228 y 178°C. Por otro lado, las salinidades siempre son superiores a las que presentan las inclusiones fluidas en epidotas (entre 5.3% y 3.4% equiv. NaCl) (tabla 4.2, figs. 4.4 y 4.5).

#### **IV.2.b.5.- Granitos rosas.**

En estas facies las únicas inclusiones fluidas adecuadas para su estudio se presentan únicamente en el cuarzo. Estas generalmente son secundarias, asociadas a procesos de rotura y recrystalizado; también es posible observar inclusiones aisladas, sin un control textural definido y con propiedades termométricas distintas, que podrían considerarse primarias.

La muestra J127g, lateral a una episienita clorítica, presenta tres sistemas de planos de inclusiones fluidas secundarias (B1, B2 y B3). Las temperaturas de fusión del hielo ( $T_f$ ) varían entre -3.1 y -1.0°C (5.1 a 1.7% equiv. NaCl), con un máximo en  $\approx -2^\circ\text{C}$  (fig. 4.6b). Para cada sistema, las salinidades son variables, solapándose entre sí. En cambio, las  $T_h$  discriminan mejor las tres familias (fig. 4.6a). La familia B1 homogeneiza entre 175 y 205°C, la B2 entre 225 y 245°C y la B3 entre 250 y 290°C. Las isócoras representativas para cada familia se han

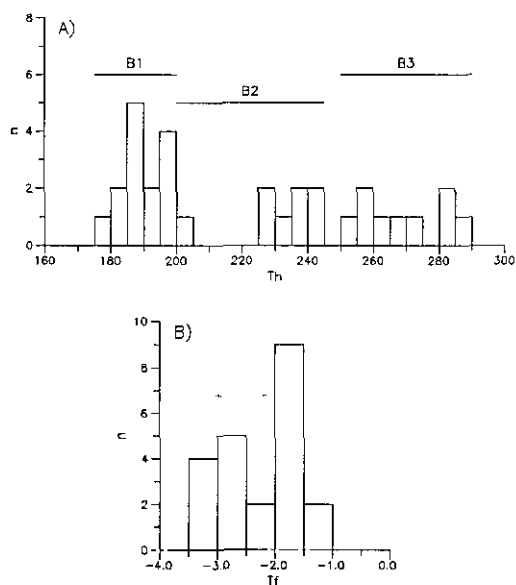


Figura 4.6.- Temperaturas de homogeneización (a) y de fusión (b) para las tres familias de inclusiones fluidas de los cuarzos de la muestra J127g).

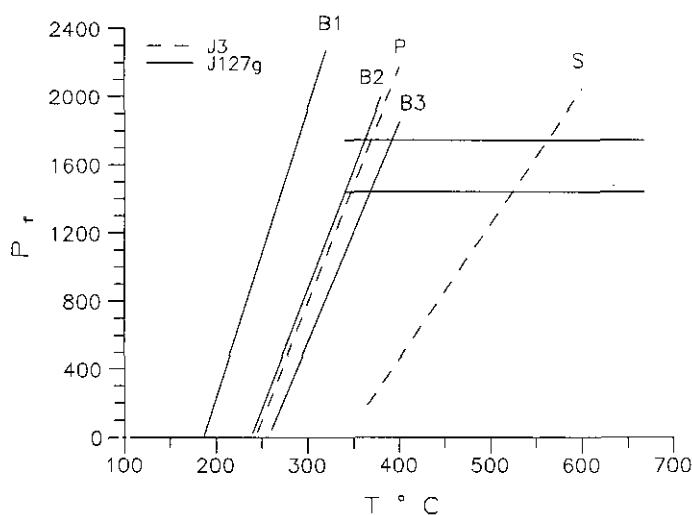


Figura 4.7.- Isócoras medias de las tres familias de inclusiones en los cuarzos de la muestra J127g (B1, B2 y B3) e isócoras de las inclusiones en cuarzos de la muestra J3: P representa la isócora para la inclusión primaria con menor  $T_h$  y S representa una isócora media para las inclusiones secundarias, que también es representativa de las inclusiones primarias con mayor  $T_h$ .

calculado para las T<sub>h</sub> máximas del histograma (187, 240 y 260°C), tomando como T<sub>f</sub> un valor de -2°C para las tres familias. La disposición de las isócoras y la observación textural indican el siguiente orden de formación: B3 → B2 → B1. (fig. 4.7)

MUESTRA	T <sub>f</sub> hielo	T <sub>h</sub>	%NaCl	Mineral	Observaciones
J37b3	-3.9°C -6.8°C → → -8.9°C	390°C 241°C → → 331°C	6.2 10.2 → → 12.7	Piroxeno Apatito "	Piroxénicas. T <sub>Mt-Px, isot</sub> = 634°C
J37j	-1.7°C	375°C	2.8	Apatito	T <sub>J37j, isot</sub> = 541°C
86147	-3.4°C -2.6°C	243°C 170°C	5.5 4.2	Cuarzo (P1) Cuarzo (P2)	Px. cuarcificada. T <sub>Mt-Fd, isot</sub> = 519°C
J34f2	-5.6°C	285°C	8.6	Apatito	Anfibólica.
J135	-2.2°C	257°C	3.6	Epidota	Biotítica. T <sub>J135, isot</sub> = 363°C
J130a	-1.4°C -3.3°C → → -2.1°C	340°C 309°C 179°C	2.3 5.3 3.4	Epidota Apatito "	Clorítica. Anfíbol + T <sub>Cl</sub> = 202°C
J127g	-2.0°C -2.0°C -2.0°C	187°C 240°C 260°C	3.2 3.2 3.2	Cuarzo (S) " "	Granitos rosa. 3 Sistemas. B3 → B2 → B1
J3	-2.2°C -3/-5.4°C	245-350°C 365-380°C	3.4 4.9-8.4	Cuarzo (P) Cuarzo (S)	2 Sistemas.

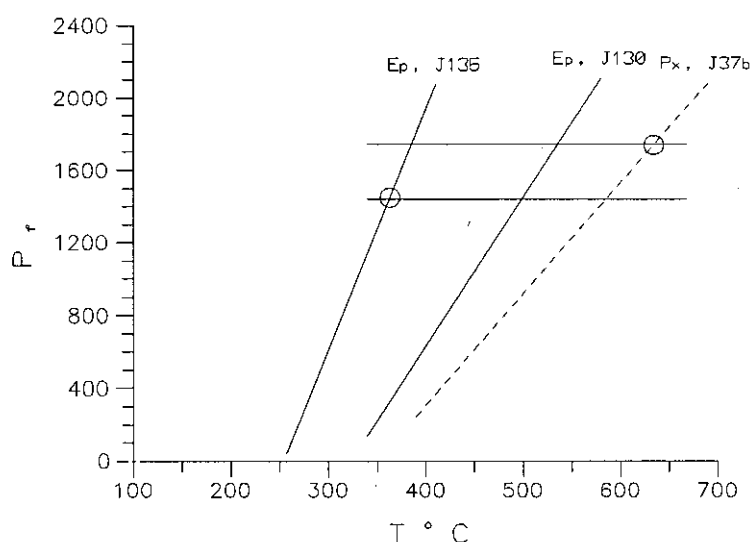
Tabla 4.2.- Resultados del estudio microtermométrico. Se aportan temperaturas isotópicas y del geotermómetro clorita. (P).- Primarias. (S).- Secundarias.

La muestra J3 es, al igual que la anterior, un granito rosa lateral a una episienita clorítica. Todas las inclusiones presentes en el cuarzo son bifásicas, aunque es posible distinguir dos familias, una de ellas probablemente primaria. Esta, consiste en individuos repartidos aleatoriamente en los cristales de cuarzo; éstos muestran geometrías irregulares y un grado de relleno variable. La segunda familia, claramente secundaria, tapiza planos de microfracturación. Las inclusiones primarias, dado su grado de relleno variable, presentan T<sub>h</sub> variables (entre 245 y 350°C). La salinidad es pequeña (T<sub>f</sub> = -2.1 a -2.2°C; ≈ 3.6% NaCl equiv.). Por el contrario, las inclusiones secundarias muestran grados de relleno uniformes, con T<sub>h</sub> entre 365

y 380°C. Las salinidades son algo más elevadas y variables ( $T_f = -3$  a  $-5.4^\circ\text{C}$ ; de 4.9 a 8.4% NaCl equiv.) (fig. 4.7)

#### IV.2.c.- Discusión, resultados.

El conjunto de inclusiones presentes en piroxenos y epidotas permite estimar la  $P_f$  mediante la combinación de las isócoras calculadas y las estimaciones termométricas realizadas a partir de isótopos estables (tabla 4.2). La  $P_f$  calculada oscila entre 1740 bares para el piroxeno de la muestra J37b y 1424 bares para la epidota de la muestra J135. En este cálculo se asume una temperatura de 634°C para el piroxeno, obtenida a partir del par mt-px de la muestra J37a, similar a la anterior (fig. 4.8).



**Figura 4.8.-**  $P_f$  de atrapamiento de las inclusiones fluidas primarias para la epidota de la muestra J135 y piroxeno de la muestra J37b. Se incluye una isócora media de las inclusiones primarias en epidotas de la muestra J130, en la que se desconoce la  $T$  de atrapamiento.

A partir de las  $P_f$  obtenidas con las anteriores muestras y una isócora media de las



inclusiones en epidotas de la muestra J130, se confirma una temperatura de formación intermedia para las episienitas anfibólicas, entre la de los tipos biotíticos y piroxénicos. Esta conclusión termométrica confirma las derivadas a partir del estudio del "gap" de miscibilidad peristerítico, y refuerza la hipótesis de un control térmico preferente para la asociación máfica presente en las episienitas.

Los datos báricos obtenidos representan sin lugar a dudas la  $P_f$  de formación de piroxenos y epidotas. Sin embargo, estas presiones posiblemente reflejan condiciones cercanas a un régimen de presión litostática, dentro de un régimen bárico cambiante entre condiciones de presión hidrostáticas y litostáticas, asociado a un proceso de reapertura por la acción de esfuerzos externos o internos (sobrepresiones de fluidos) y sellado, por precipitación y/o expansión termal del cuerpo rocoso (Lowell et al., 1993), de los canales de circulación de fluidos.

La tendencia de las presiones calculadas a reflejar un régimen bárico litostático se infiere del estudio textural, dada la posición intersertal de los máficos, respecto a los cristales de feldespatos recrecidos.

A partir de estas presiones y asumiendo una densidad media de 2.63 gr/cc (moda aproximada para los granitoides muestreados, ver anexo 5, tabla 5.1), se estima una profundidad mínima para la alteración, comprendida entre 6.6 y 5.5 Km. Estas profundidades son similares, aunque algo superiores, a las establecidas por Leroy (1978a) para los sistemas episieníticos del distrito de La Crouzille (Zona Oeste del Macizo Central Francés). Si realmente  $P_f \approx P_l$  (presión litostática), se trataría de las profundidades reales de la alteración.

Los fluidos responsables del proceso de episienitización se caracterizan por su carácter hiposalino (equiv. NaCl < 6.2%), con salinidades variables, y la ausencia de CO<sub>2</sub>, características puestas de manifiesto por otros autores, como se refleja en el capítulo I.

El análisis microtermométrico de las inclusiones primarias de los apatitos revela,

especialmente en la muestra J130, un rango  $P_f$ -T de formación amplio, generalmente desligado de las condiciones P-T de los procesos de decuarcificación. La formación de este mineral, como revela la presencia de zonados y existencia de cristales con familias de inclusiones fluidas diferentes, presenta varios estadios de formación durante el proceso hidrotermal, progresivamente a menor temperatura. Las medidas realizadas sobre dos apatitos de la muestra J37j, indica la compatibilidad de la formación del apatito durante el proceso de episienitización (disolución del cuarzo), ya que presenta aproximadamente la misma  $P_f$  que las deducidas para el proceso de episienitización previamente, a una temperatura de 541 °C (tabla 4.2, fig. 4.2); por otra parte, el carácter hiposalino de las inclusiones fluidas en estos apatitos es propio de los fluidos asociados a los procesos de episienitización. Sin embargo, los resultados obtenidos, especialmente en las muestra J130 y J37b, (ver figs. 4.2 y 4.5) también indican temperaturas de atrapamiento inferiores a las deducidas para las episienitas, en un rango térmico que varía desde temperaturas propias de los procesos de episienitización a temperaturas propias de los procesos cloritización, como marcan las inclusiones en apatitos incluidos en cloritas de la muestra J130. Para la etapa de menor temperatura de formación de apatito, asociada a procesos de cloritización (muestra J130), si se asume una temperatura de formación de aproximadamente 200 °C (termometría de cloritas, tabla 4.2), se estima una  $P_f$  de formación de 400 bares. Las salinidades asociadas a las inclusiones fluidas en apatitos son variables, de hiposalinas a moderadamente salinas (entre 2.8 y 12.7% equiv. NaCl).

Las inclusiones fluidas en cuarzos revelan también un proceso hidrotermal polifásico, con condiciones P-T cambiantes y, en general, progresivamente más frío y menos profundo (p. ej. ver la muestra J127g).

El análisis de las inclusiones primarias en cuarzo permite comprobar la dificultad del establecimiento de las condiciones P-T de los procesos de episienitización a partir de estas, vía hasta ahora utilizada para el análisis de sistemas episieníticos (ver capítulo I). En la única muestra donde aparecen inclusiones primarias, es imposible correlacionar la formación de estas con los procesos de episienitización.

Las inclusiones primarias de la muestra J3 podrían, a priori, representar la precipitación de cuarzo en condiciones de presión litostática (fig. 4.7), ya que la temperatura para la intersección entre la isócora que presenta la menor  $T_h$  con el rango de  $P_f$  antes deducido, es de aproximadamente 350°C, similar a las obtenidas en episienitas biotíticas; lateralmente al granito rosa J3 se sitúa una episienita clorítica, previamente biotítica. La tendencia de este conjunto de inclusiones primarias a presentar  $T_h$  progresivamente más elevadas indicaría una  $P_f$  progresivamente menos elevada, marcando una evolución desde presiones litostáticas a presiones hidrostáticas. Sin embargo, precisamente esta convergencia hacia las características de las inclusiones secundarias, asociada a una total ausencia de regularidad en la disposición de los distintos grupos de las inclusiones primarias (que marcarían zonados de crecimiento del cuarzo) indica un proceso de evolución no isocórico para las inclusiones primarias. Es decir, es previsible la modificación de la densidad de las inclusiones primaria por decrepitación, asociada a los procesos de depresurización que implica la rotura y atrapamiento de las inclusiones secundarias. La diferencia de presión entre ambos tipos (donde se considera los casos extremos de las inclusiones primarias) es superior a 1 Kbar a cualquier temperatura; esta diferencia de presión se considera suficiente para provocar modificaciones de la densidad de la inclusiones relativamente grandes en cuarzo (1200 bares para inclusiones de 12  $\mu\text{m}$ , Leroy, 1979). Las inclusiones más pequeñas pueden persistir inalteradas a diferencias de presión muy altas (hasta 6 Kb para inclusiones de 1  $\mu\text{m}$  según Swanemberg, 1980).

Las inclusiones fluidas secundarias en los cuarzos de granitos rosas y episienitas silicificadas confirma la reapertura múltiple de los sistemas episieníticos, bajo condiciones P-T cambiantes y claramente desvinculadas del proceso episienítico.

***CAPITULO V***  
***GEOQUIMICA ELEMENTAL***

Básicamente, en este capítulo, tras la selección de un método de normalización de los análisis disponibles y una breve descripción de los protolitos, se describen las relaciones elementales de las episienitas.

En primer lugar, se tratan los elementos mayores, de los cuales se analiza su relación con el protolito y las relaciones internas en el conjunto episienítico, a partir del diagrama Q1-F1 modificado de Cathelineau (1985) y un análisis factorial Q-Modo. Por último se realiza un balance de masas a partir de la ecuación de Gresens (1967).

El tratamiento de elementos traza es, en general, somero. En este tratamiento se vuelven a analizar las relaciones con el protolito y las relaciones internas del conjunto episienítico. Para las Tierras Raras (TR) el análisis es más profundo, dada las derivaciones que se pueden obtener de su estudio. En este apartado se analizan las características de los contenidos en TR de las episienitas y su significado.

## **V.1.- NORMALIZACION DE LOS ANALISIS.**

### **V.1.a.- Selección del método de normalización.**

Las modificaciones geoquímicas en medios hidrotermales son producto de procesos de transferencia de masa, cambios de volumen y, en menor medida, cambios en el estado de oxidación. Los procesos de transferencia de masa ("mass balance") sólo pueden ponerse de manifiesto de una manera realista mediante el tratamiento numérico de los datos geoquímicos. Para ello es preciso normalizarlos a unidades de volumen, volumen total que tenga en cuenta la porosidad, primaria o secundaria, de los cuerpos rocosos. En la normalización realizada es necesario evaluar, y en su caso corregir, los posibles efectos de cambios de volumen asociados al proceso hidrotermal.

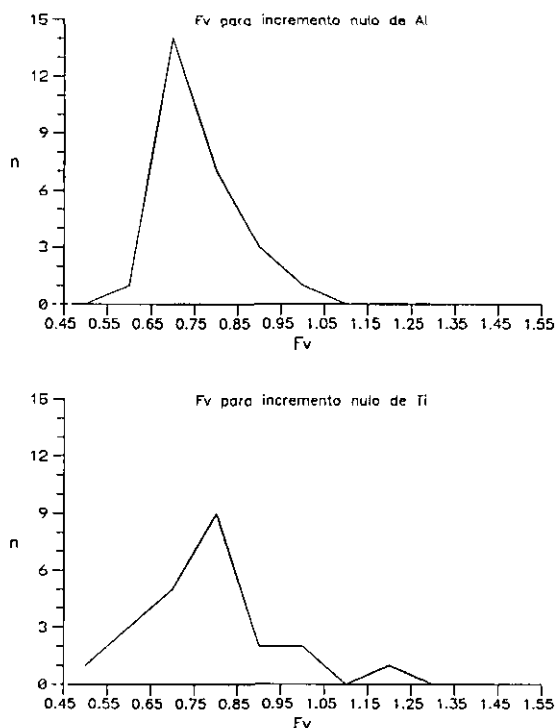
Los métodos de normalización comúnmente empleados en los estudios geoquímicos en procesos hidrotermales son:

- 1) Elemento inmóvil o elementos inmóviles.
- 2) Celdilla standard de Barth (aniones constantes).
- 3) Método de Gressens.

La primera opción es la empleada normalmente por los autores franceses en el tratamiento de episienitas. Así, **Leroy (1978a, 1982)** propone la normalización a Al constante, al suponer que en los procesos de episienitización, este elemento se comporta como un elemento inmóvil. **Cathelineau (1987a)** sigue la misma metodología para aquellos casos en los que no se observan procesos de relleno de las cavidades resultantes de procesos de disolución del cuarzo. Cuando este hecho no es evidente, utiliza una normalización a  $n$  elementos, equivalente a la definición de "clustering", propuesta por **Gressens (1967)**, en base a diagramas  $Fv/\Delta x_i$  desarrollados a partir de su ecuación de intercambio de masa (ver apartado V.4.a.4.a).

Esta opción se descarta en este caso, ya que el asumir Al constante (petrográficamente inaceptable por la evidencia del reemplazamiento del cuarzo por minerales alumínicos), implica un Factor de Volumen ( $Fv = V_{final}/V_{inicial}$ ) de 0.70 (disminución de volumen del 30%) (fig. 5.1a), incompatible con la preservación de las texturas magmáticas en el proceso de alteración. La utilización de otros elementos considerados tradicionalmente como inmóviles (p. ej. Ti) presenta problemas ya que, como apunta **Appleyard (1980)** y es recogido por **Rubie (1982)**, su distribución altamente heterogénea al concentrarse en minerales accesorios (esfena, anatasa) puede inducir a elevados errores si el volumen de muestra recogida no es representativo; por otro lado, las imprecisiones analíticas ligadas a los elementos traza también impide la determinación precisa del factor de volumen a partir de ellos. No obstante se ha comprobado la posibilidad de la utilización del Ti (fig. 5.1b), cuya inmovilidad implica un Fv de 0.80, valor todavía demasiado bajo para la evidente preservación textural que muestran estas litologías. En este sentido, **Kresten (1988)** considera que la preservación de la textura del protolito no puede implicar un cambio de volumen mayor del 10% en ausencia de una acusada deformación plástica

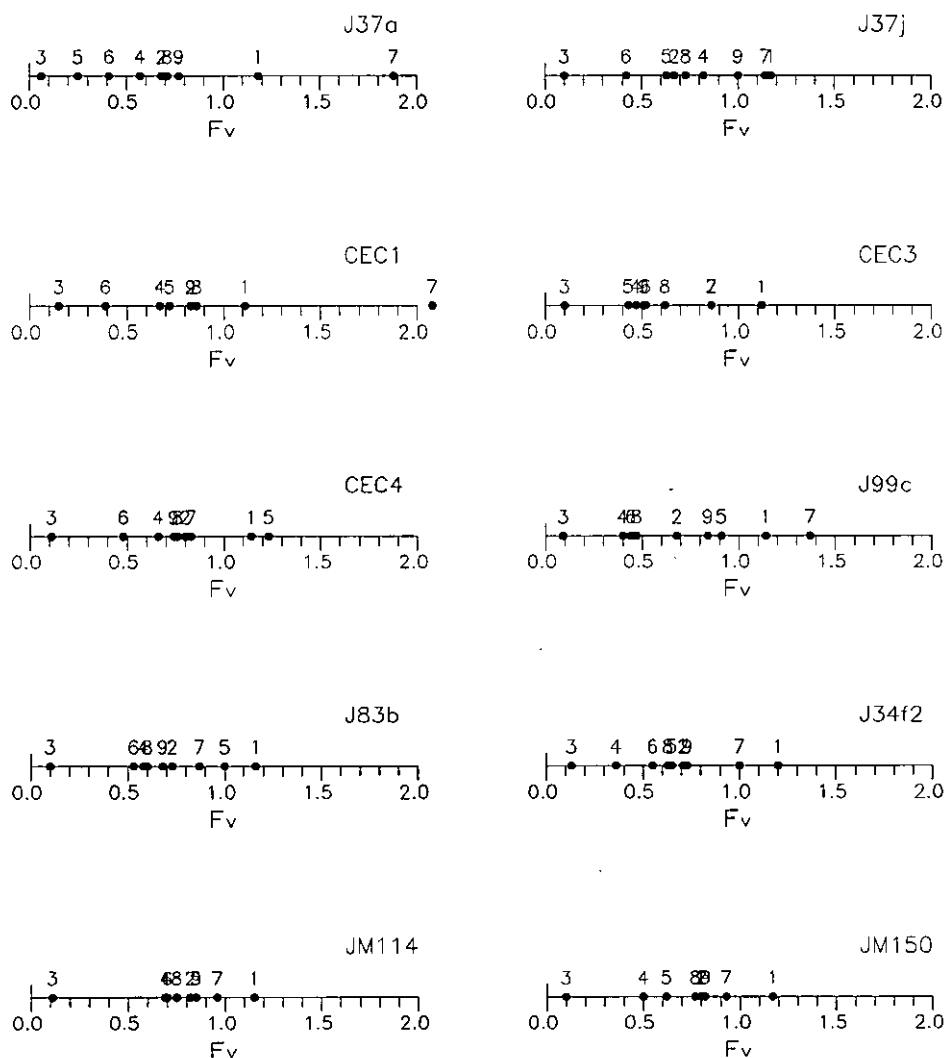
en las rocas alteradas.



**Figura 5.1.-** Factores de volumen obtenidos para un incremento nulo en Al (a) y Ti (b)

La ausencia de "clustering", esto es la intersección de las curvas  $F_v/\Delta x_i$  de varios elementos en un mismo punto de la línea de incremento nulo ( $\Delta x_i=0$ ), impide la utilización de la normalización a  $n$  elementos para la determinación del Factor de Volumen (fig. 5.2, 5.3 y 5.4).

La segunda opción consiste en una normalización a aniones constantes, propuesta por Barth (1948). Esta autor considera que el sustrato aniónico de las rocas (fundamentalmente oxígeno) apenas se modifica en los procesos hidrotermales, proponiendo una celdilla de 160 aniones (O,OH,Cl) para la modelización de los procesos de transferencia de masa. La aplicación de esta posibilidad sobre muestras no porosas (J34f2 u CEC4) implica variaciones de volumen del 3 y del 5%, en principio coherentes con las observaciones petrográficas. No



**Figura 5.2.-** Factores de volumen calculados para incrementos nulos en un conjunto de óxidos principales en tipos piroxénicos, anfibólicos y biotíticos. 1.-  $\text{SiO}_2$ ; 2.-  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 3.-  $\text{Fe}_2\text{O}_{3,\text{total}}$ ; 4.-  $\text{MgO}$ ; 5.-  $\text{CaO}$ ; 6.-  $\text{Na}_2\text{O}$ ; 7.-  $\text{K}_2\text{O}$ ; 8.-  $\text{TiO}_2$  y 9.-  $\text{P}_2\text{O}_5$ . No se representan los Fv superiores a 2.5. La asignación de cada muestra a un tipo episienítico se efectúa en la tabla 5.1 del anexo 5.

obstante, la existencia de fenómenos de disolución sin relleno (episienitas porosas) y, por tanto, pérdida parcial del sustrato aniónico, impide su aplicación al conjunto muestreado.

El método de Gressens (*op.cit.*) para el estudio de los procesos de transferencia de



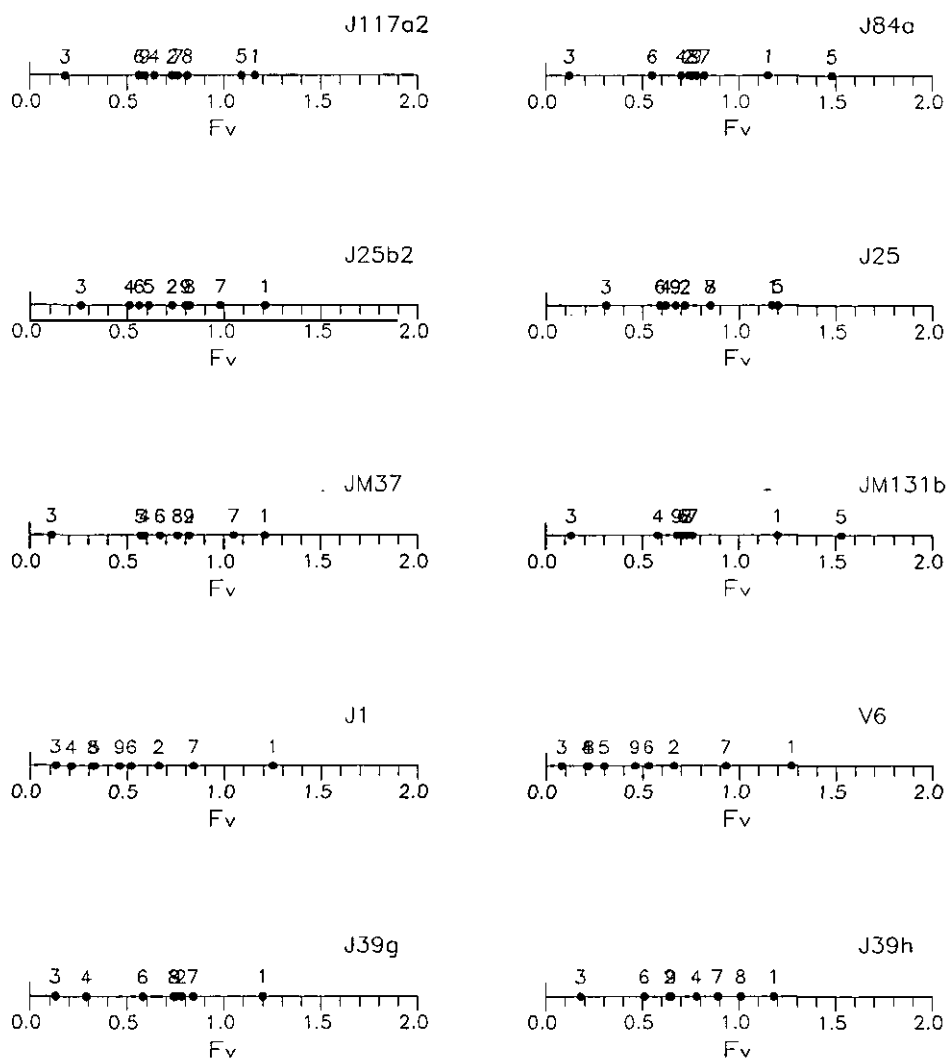


Figura 5.3.- Factores de volumen calculados para incrementos nulos en un conjunto de oxidos principales en tipos cloríticos. Misma leyenda que figura 5.2.

masas, se basa en dos factores para estimar la composición inicial y final de las rocas en los procesos de alteración. El primero, Factor de Volumen (Fv), determina los cambios de volumen experimentados en el proceso de alteración; el segundo consiste en la estimación de la densidad las muestras, de forma que considera las variables geoquímicas como variables extensivas. El problema reside en la estimación del Factor de Volumen, el cual, como se ha

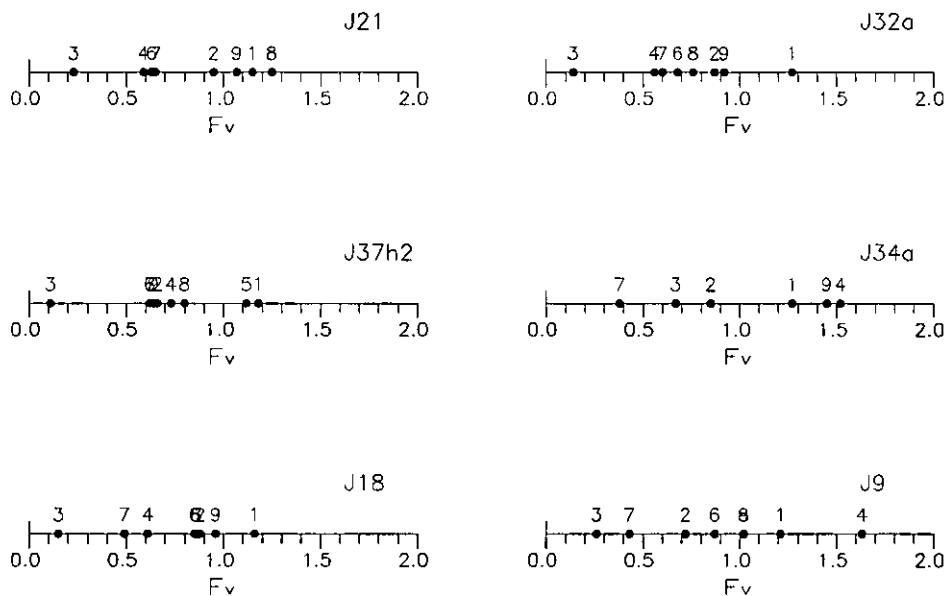


Figura 5.4.- Factores de volumen calculados para incrementos nulos en un conjunto de óxidos principales en tipos cloríticos y microclínicos. Misma leyenda que figura 5.2.

visto anteriormente, no puede obtenerse de forma razonable a partir de parámetros geoquímicos, quedando como única opción la utilización de parámetros texturales, los cuales indican que se trata de un proceso que se verifica al menos a volumen constante al preservarse las texturas magmáticas. Sin embargo, la asunción de volumen constante ha sido criticada por **Middelburg et al. (1988)** al considerarla poco fiable ya que, aparte de no poderse demostrar inequívocamente (previamente se ha comentado que en ausencia de cambios aparentes en la textura protolítica **Kresten (1988)**, supone un grado de incertidumbre de variación del volumen de  $\pm 10\%$ ), hay problemas de muestreo al tratar con rocas que muestren un grado variable de coherencia y porosidad, al poder falsear los valores de las densidades. Sin embargo, a pesar de estos problemas, la asunción de un  $F_v=1$  es la única opción realista que se puede adoptar con este tipo de alteración.

**V.1.b.- Cálculo de la densidad.**

En el cálculo de las densidades se ha utilizado el método propuesto por Michel (1983) para rocas vacuolares.

El método consiste en la medida del volumen real de la muestra (sólidos + poros) mediante la inmersión de ésta en un recipiente con agua destilada, situado en una balanza; el volumen de la muestra es igual al incremento de masa registrado en la balanza. En el caso de rocas masivas no presenta mayores problemas; sin embargo, en el caso de rocas vacuolares, el volumen registrado no será el real ya que la existencia de vacuolas disminuirá éste, aumentando la densidad aparente de la roca. Michel (op.cit.) lo resuelve con la aplicación de una fina capa de parafina (mediante la inmersión de la muestra en un recipiente con parafina líquida). este procedimiento evita el relleno de las vacuolas conectadas a la superficie de la muestra por el agua. El procedimiento de cálculo es el siguiente:

$$d_0 = M_0/(V_0-V_1)$$

$$V_0 = (M_3-M_2)/1$$

$$V_1 = (M_1-M_0)/d_1$$

donde:

$V_0$  es el volumen medido de la muestra

$V_1$  es el volumen de la capa de parafina

$d_0$  es la densidad de la muestra

$d_1$  es la densidad de la parafina

$M_0$  es la masa de la muestra

$M_1$  es la masa de la muestra parafinada

$M_2$  es la masa del recipiente con agua

$M_3$  es la masa del recipiente con la muestra sumergida.

Para minimizar errores se han realizado medidas en dos o tres fragmentos de cada

muestra y, en caso de excesiva dispersión de las medidas, éstas se duplican para controlar los errores. Los resultados se muestran en la tabla 5.1 del anexo 5.

#### **V.1.c.- Normalizaciones empleadas.**

Los volúmenes de referencia utilizados han sido aquellos definidos por la máxima masa del conjunto de muestras utilizados, por comodidad de cálculo. Así, en general se utiliza la normalización a 34.84 ml, definida por la máxima densidad de la muestra tomada (2.87 gr/ml), que corresponde a una cloritita, tipo litológico no tratado en esta memoria. Sólo en el desarrollo del análisis factorial se cambia la normalización a un volumen de  $\approx 37.45$  ml, definido por la densidad más elevada del conjunto episienítico (2.67 gr/ml). Hay que señalar que las tendencias permanecen invariables a pesar del cambio de escala (volumen de referencia).

#### **V.2.- GEOQUIMICA DE GRANITOIDES.**

En este apartado no se pretende un estudio geoquímico exhaustivo de estos granitoides, sino una breve descripción geoquímica, que precede al resto del análisis geoquímico, volcado hacia el estudio de los procesos de episienitización.

Se dispone de 15 análisis de granitoides sobre 13 unidades plutónicas diferentes. Estos cuerpos intrusivos se encuadran en las series G2, G3, G4, G5 y G7 definidas por Casillas et al. (1991) (anexo 5, tabla 5.1).

Los rangos composicionales de los elementos mayores de estos granitoides (mínimos, máximos, medias y desviaciones standard relativas) se aportan en las tablas 5.1 (datos no normalizados; anexo 5, tabla 5.1) y 5.2 (datos normalizados a volumen constante; anexo 5, tabla 5.2a).

Oxido	Mínimo	Máximo	n	Media	E(%)
SiO <sub>2</sub>	67.15	76.41	15	71.46	4.0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.55	15.83	15	14.87	7.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.27	0.96	15	0.52	39.3
FeO	0.65	3.31	15	1.87	37.2
MnO	0.01	0.10	15	0.04	56.4
MgO	0.14	1.55	15	0.66	62.4
CaO	0.48	3.47	15	1.75	46.6
Na <sub>2</sub> O	2.77	3.52	15	3.11	8.5
K <sub>2</sub> O	2.86	6.08	15	4.48	18.0
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.56	15	0.28	53.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.32	15	0.21	35.8
P.F.	0.48	1.03	15	0.71	28.1

Tabla 5.1.- Distribución de los elementos mayores no normalizados. La desviación observada se refleja mediante la desviación standard relativa porcentual ( $E = 100(\sigma/\bar{u})$ ), donde  $\bar{u}$  es la media.

Oxido	Mínimo	Máximo	n	Media	E(%)
SiO <sub>2</sub>	62.44	68.39	15	65.31	2.9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.28	14.73	15	12.96	8.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	0.89	15	0.46	39.9
FeO	0.59	3.08	15	1.72	38.2
MnO	0.005	0.05	15	0.04	47.3
MgO	0.13	1.44	15	0.60	62.8
CaO	0.43	3.23	15	1.61	47.6
Na <sub>2</sub> O	2.45	3.25	15	2.84	8.9
K <sub>2</sub> O	2.66	5.47	15	4.09	17.5
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.52	15	0.25	54.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.30	15	0.20	36.5
P.F.	0.39	0.94	15	0.65	28.4

Tabla 5.2.- Distribución de los elementos mayores de los granitoides normalizados a gr/34.84 ml.

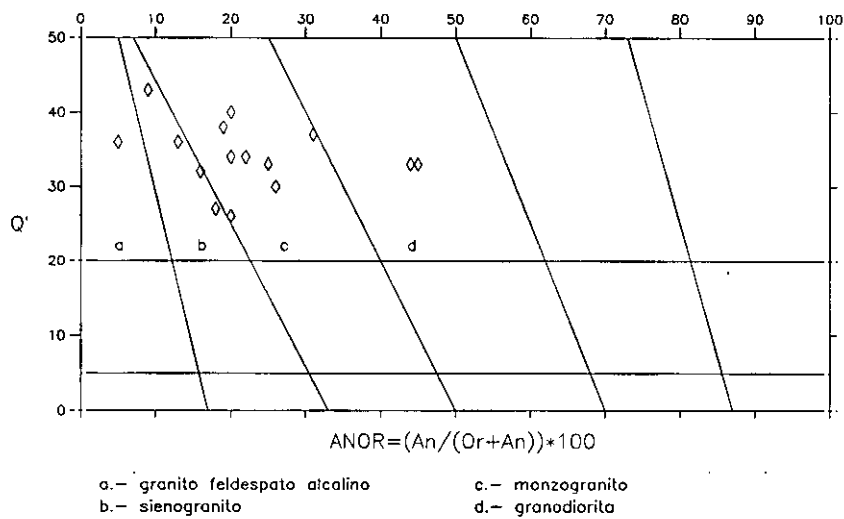


Figura 5.5.- Clasificación de los granitoides muestreados (Diagrama Q'-Anor de Streckeisen y Le Maître (1979)).

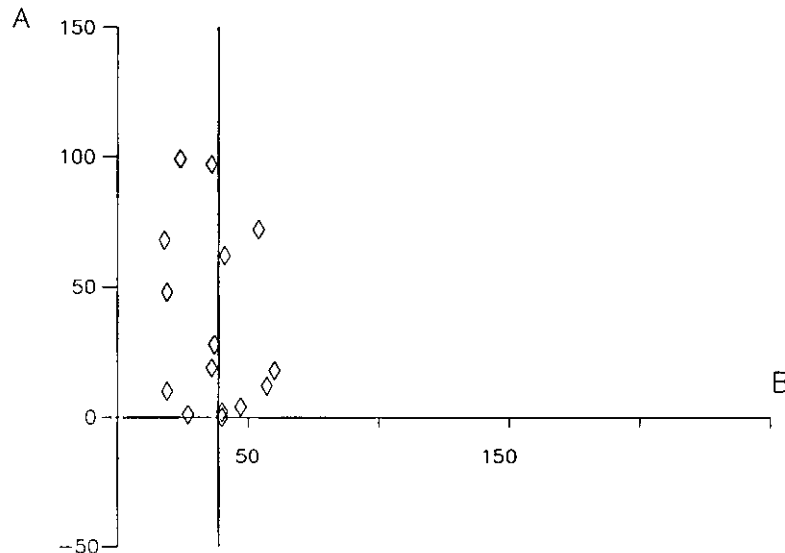


Figura 5.6.- Posición de los granitoides muestreados en el diagrama A-B de Debon y Le Fort (1983).

El conjunto muestreado oscila, en base a los parámetros Q'/ANOR de Streckeisen y Le

**Maitre (1979)** entre granodioritas y granitos de feldespato alcalino, predominando los términos monzograníticos (anexo 5, tabla 5.1; fig. 5.5).

En el diagrama A-B de **Debon y Le Fort (1983)** se observa que todos los granitoides presentan valores de A positivos comprendidos entre 0 y 69 (de términos hipoalumínicos a peralumínicos, predominando los subalumínicos y moderadamente alumínicos) y valores de B comprendidos entre 16 a 99 (de términos leucocráticos a mesocráticos) (anexo 5, tabla 5.1; fig. 5.6).

Las normas CIPW (anexo 5, tabla 5.1) se caracterizan por presentar siempre la misma asociación mineral: Cuarzo, Albita, Ortosa, Anortita, Hiperstena, Magnetita, Ilmenita y Corindón.

Elemento	Mínimo	Máximo	n	Media	E (%)
Ga	10	51	15	23	47.7
Nb	<5	15	15	9	34.3
Zr	17	214	15	116	44.1
Zn	23	722	15	94	184.4
Cu	<5	23	15	10	60.7
Y	17	41	15	30	21.3
Th	6	21	15	14	32.9
Sr	28	177	15	91	45.2
Ba	75	1105	15	467	63.9
Rb	131	284	15	184	24.3

**Tabla 5.3.-** Distribución de los contenidos de los elementos traza de los granitoides, sin normalizar (en ppm). En aquellos casos donde el contenido sea inferior a 5 ppm, se considera un valor de 3 ppm.

Los elementos traza analizados son Ga, Nb, Zr, Zn, Cu, Y, Th, Sr, Ba y Rb y Tierras Raras (TR). Las variaciones de los contenidos en elementos traza sin normalizar se aportan en la tabla 5.3 (anexo 5, tabla 5.2b) y las variaciones para los contenidos normalizados,

en la tabla 5.4 (anexo 5, tabla 5.2c).

Elemento	Mínimo	Máximo	n	Media	E (%)
Ga	9	46	15	20	49.6
Nb	<5	13	15	8	36.1
Zr	15	197	15	106	44.5
Zn	20	666	15	86	187.9
Cu	<5	21	15	9	64.9
Y	15	36	15	27	20.9
Th	5	18	15	12	32.6
Sr	25	182	15	89	52.1
Ba	66	1020	15	407	68.3
Rb	115	256	15	167	24.4

Tabla 5.4.- Distribución de los elementos menores de los granitoides normalizados a  $\mu\text{gr}/34.84 \text{ ml}$ . En aquellos casos en los que los contenidos sean inferiores a  $5 \mu\text{gr}/34.84 \text{ ml}$ , se considera un valor de  $2 \mu\text{gr}/34.84 \text{ ml}$ .

En el conjunto de datos disponibles destaca una fuerte anomalía en Zn de un granitoide (JM120) (anexo 5, tablas 5.2b,c), que no se asocia a anomalías en otros elementos, al menos aparentemente.

Por otra parte, se dispone de 10 análisis de Tierras Raras (TR) sobre granitoides (anexo 5, tablas 5.3a,b). Estos análisis muestran una notable dispersión que se puede resumir en los siguientes aspectos:

a)  $\Sigma\text{TR}$  comprendidos entre 77.02 y 216.57 ppm, con un valor medio de 142.17 ppm y un valor E de 33.5%, en los análisis no normalizados a volumen constante. Los análisis normalizados muestran contenidos entre 69.11 y 199.97  $\mu\text{gr}/34.84 \text{ ml}$ , con un valor medio de 130.22  $\mu\text{gr}$  con E igual a 34.1%.

b) Relaciones  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}}$  normalizadas al condrito comprendidas entre 3.64 y 14.93, con



un valor medio en 9.0 y una desviación standard relativa del 49.7%.

c) Relaciones  $(Eu/Eu^*)_{CN}$  comprendidas entre 0.18 y 0.44, con un valor medio de 0.37 y E igual a 27.9%.

d) Relaciones  $(Ce/Ce^*)_{CN}$  comprendidas entre 1.11 y 1.71, con un valor medio de 1.25 y E igual a 13.8%.

En la figura 5.7 se presentan los espectros disponibles normalizados al condrito.

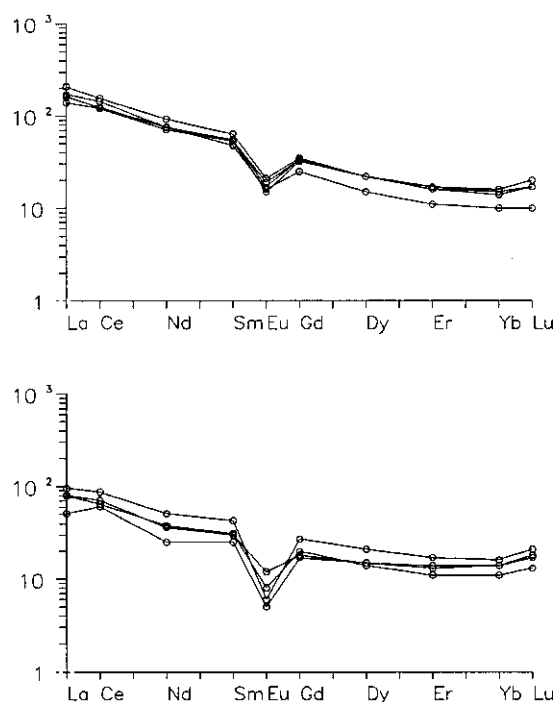


Figura 5.7.- Espectros de TR de los granitoides muestreados normalizados al condrito C1.

El condrito de normalización es el CI (Anders y Ebihara, 1982). Se utiliza como relación de fraccionación la relación  $(La/Yb)_{CN}$  debido a la dispersión mostrada por el Lu, mucho más acusada en las muestras alteradas. Las anomalías de Eu y Ce se calculan siguiendo

la recomendación de McLennan (1989), esto es:  $(Eu/Eu^*) = Eu_n / (Sm_n * Gd_n)^{1/2}$

### V.3.- GEOQUIMICA DE EPISIENITAS.

#### V.3.a.- Elementos mayores.

La variabilidad de los contenidos en elementos mayores de las episienitas muestreadas se presenta en las tablas 5.5 (contenidos no normalizados) y 5.6 (contenidos normalizados a volumen constante). Los análisis completos se presentan en el anexo 5, tablas 5.4a,b.

Oxido	Mínimo	Máximo	n	Media	E (%)
SiO <sub>2</sub>	58.23	65.74	26	61.64	3.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.53	21.53	26	18.70	6.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.43	3.20	26	1.47	42.4
FeO	0.09	3.49	26	1.72	49.5
MnO	0.005	1.41	26	0.14	220.1
MgO	0.20	2.62	26	0.99	66.2
CaO	0.05	3.99	26	1.60	66.8
Na <sub>2</sub> O	0.51	8.55	26	5.48	29.2
K <sub>2</sub> O	2.16	13.48	26	5.72	38.4
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.67	26	0.32	46.7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.48	26	0.27	34.9
P.F.	0.44	2.43	26	1.38	43.1

Tabla 5.5.- Distribución de los contenidos de elementos mayores sin normalizar en el conjunto episienítico analizado.

La comparación de las desviaciones standard relativas porcentuales de este conjunto de datos con las que muestran los protolitos (granitoides) muestra una estrecha semejanza entre ambos conjuntos de datos, lo que implica la escasa incidencia del proceso hidrotermal en la

variabilidad de la población, no observándose ninguna convergencia apreciable (disminución de E) y, en general, escasa divergencia, salvo en los casos del MnO (producto de dos muestras con valores muy anómalos (JM114 y CEC3) y, en mucha menor medida, en el Na<sub>2</sub>O.

Oxido	Mínimo	Máximo	n	Media	E (%)
SiO <sub>2</sub>	50.96	59.56	26	55.49	4.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.40	19.51	26	16.84	6.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39	2.97	26	1.33	42.9
FeO	0.08	3.22	26	1.55	50.0
MnO	0.005	1.31	26	0.13	222.6
MgO	0.16	2.37	26	0.89	65.3
CaO	0.04	3.70	26	1.46	67.7
Na <sub>2</sub> O	0.42	7.75	26	4.96	29.8
K <sub>2</sub> O	1.97	10.99	26	5.11	35.1
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.61	26	0.29	46.3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.44	26	0.24	35.6
P.F.	0.40	2.07	26	1.24	42.2

**Tabla 5.6.-** Distribución de los contenidos de elementos mayores normalizados a volumen constante en el conjunto episienítico analizado (gr/34.84ml)

### V.3.a.1.- Relaciones alteración/protolito.

Se pueden diferenciar tres tipos de comportamientos de los elementos mayores respecto a su valor inicial en el protolito (fig. 5.8 y 5.9), utilizando el conjunto del muestreo, esto es tipos primarios y tipos retrogradados:

1) Variación independiente del valor inicial y dependiente del grado metasomático. El único óxido que sigue esta pauta es el SiO<sub>2</sub>, con límites precisos que separan los distintos tipos episieníticos previamente definidos:

a) Px-Anf en 57.5 gr/34.84 ml

b) Anf-Biot en 56 gr/34.84 ml

Estos límites se definen a partir de los tipos episieníticos primarios. No obstante, los procesos de retrogradación (cloritización y microclinización) apenas los modifican.

Como es obvio a partir de la definición de episienita, éstas se caracterizan por la pérdida de  $\text{SiO}_2$ , con factores de enriquecimiento menores a 1 ( $F_{e,\text{SiO}_2} = \text{SiO}_{2,\text{ep}}/\text{SiO}_{2,\text{gr}}$ )

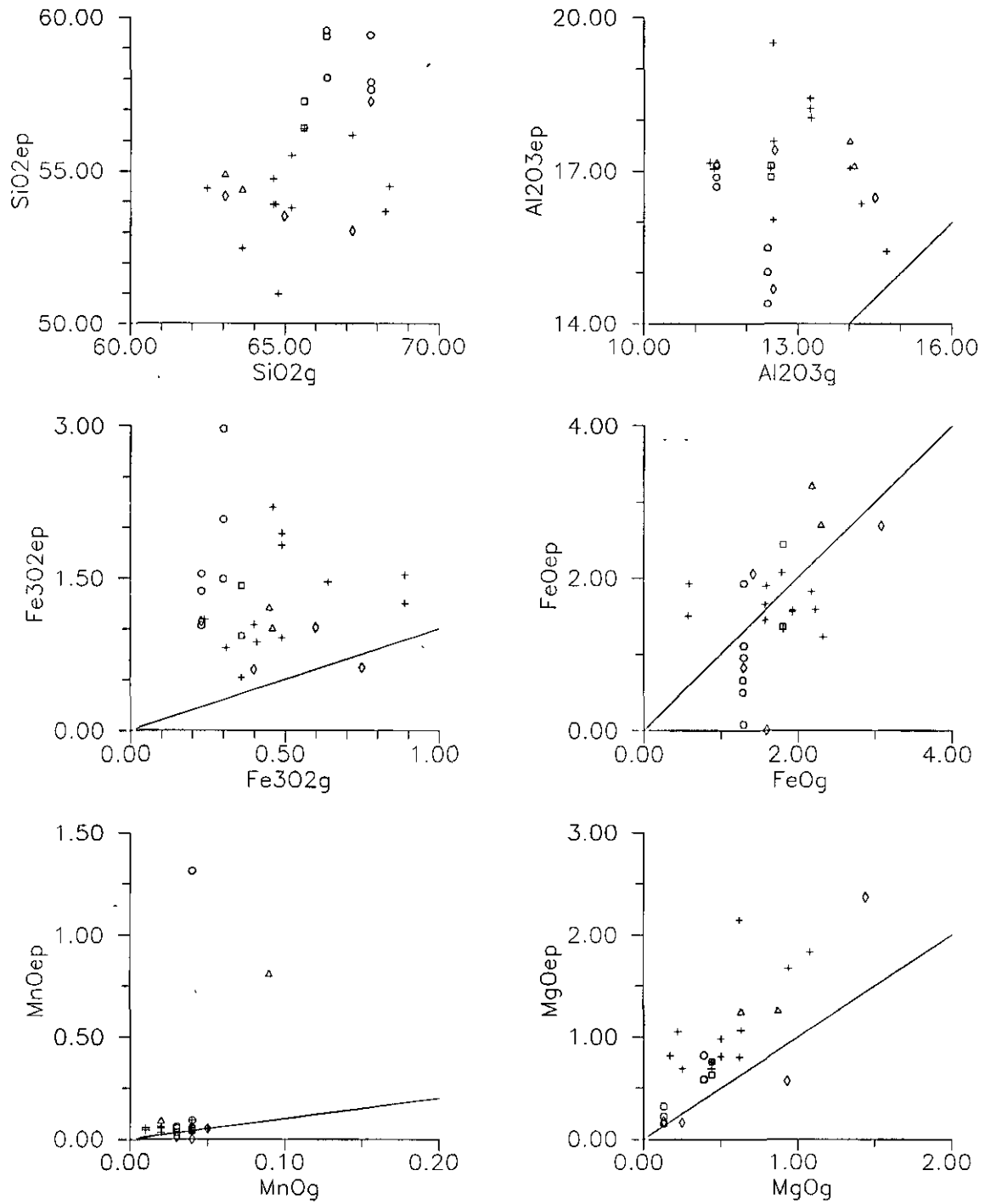
2) Relaciones lineales entre los contenidos del protolito y de la episienita, primaria o retrogradada. Este es el caso de  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

El  $\text{MgO}$  en general muestra una pauta evolutiva con un factor de enriquecimiento constante y superior a 1 ( $F_{e,\text{Mg}} = 1.64$ ). Las muestras que no siguen esta pauta son:

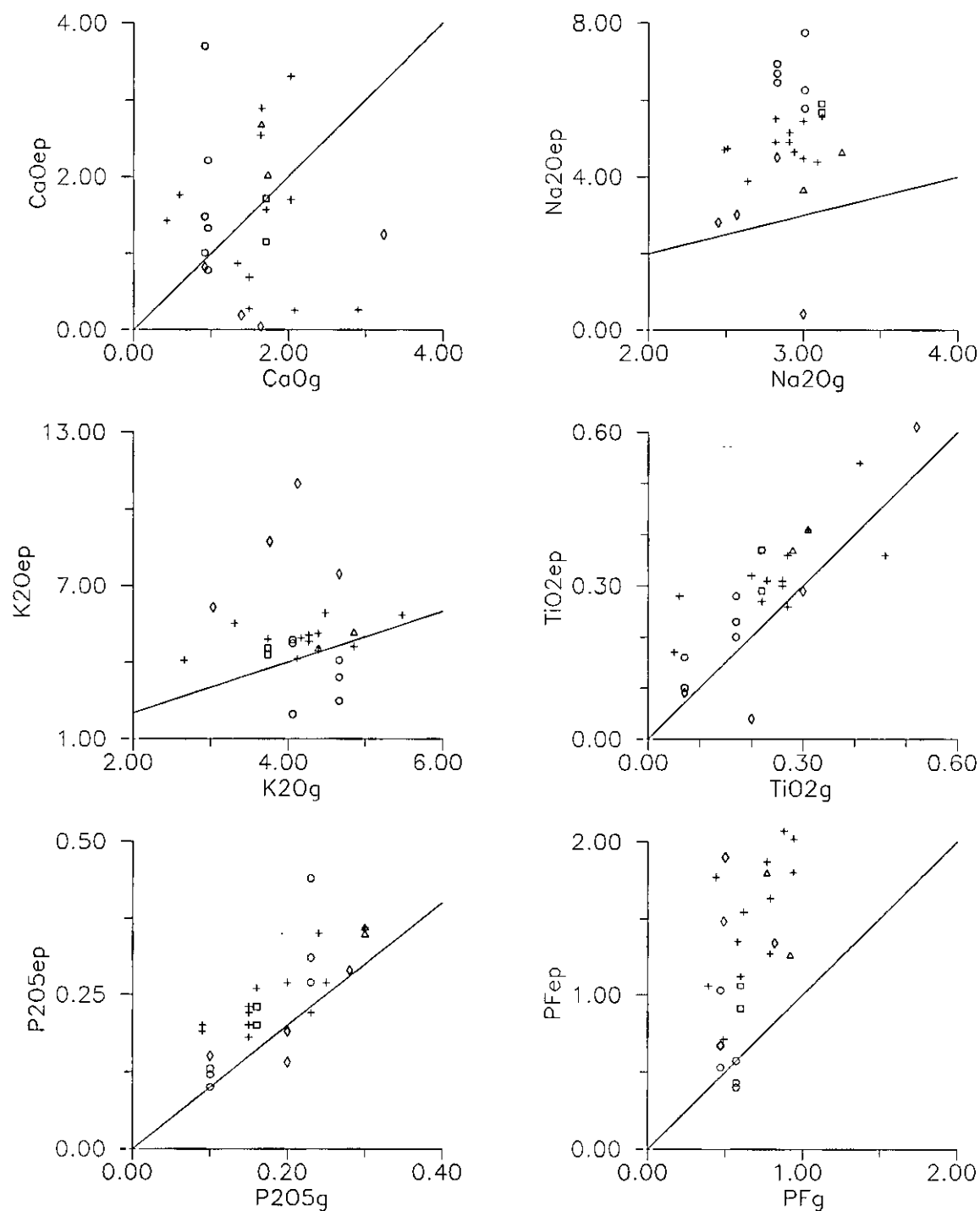
V8 y J1, pertenecientes a una delgada lámina de leucogranito encajada en un cuerpo cuarzomonzonítico. Su contenido en  $\text{MgO}$  se correlacionaría con un valor inicial más elevado (0.6 gr/ml), similar al que presentan las cuarzomonzonitas de la zona. Esta observación se repite para los demás elementos con evolución dependiente del contenido inicial ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  y TR).

J34a, clasificada como microclinita, que presenta un proceso de disolución de la fracción melanocrata tan avanzado que prácticamente está constituida sólo por el entramado feldespático inicial.

J39g, aunque clasificada como episienita clorítica, presenta una asociación mineral propia (Fd,Cta,Q,sulfuros), reflejo de diferentes condiciones de formación a las propias de los procesos de cloritización previamente definidos.



**Figura 5.8.-** Relaciones entre contenidos en componentes principales en episenitas (ep) y protolitos (g), normalizados a volumen constante. Las líneas marcan un incremento nulo. (O) Episenitas piroxénicas; (□) Episenitas anfibólicas; (Δ) Episenitas biotíticas; (+) Episenitas cloríticas y (◇) Microclinitas.



**Figura 5.9.-** Relaciones entre contenidos en componentes principales en episienitas y protolitos, normalizados a volumen constante. Misma leyenda que figura 5.8.

El  $\text{TiO}_2$  presenta una pauta de enriquecimiento más atenuada que en el caso anterior ( $F_{e,Ti}=1.2$ ). Las episienitas situadas en el leucogranito siguen presentando contenidos mayores a los que le corresponderían, al igual que la muestra J34a presenta contenidos muy bajos. La muestra J21 constituye un valor anómalo no encuadrable en la secuencia general.

El último óxido con contenidos en la episienita relacionados linealmente con los iniciales es  $\text{P}_2\text{O}_5$ . A diferencia de los anteriores, no se puede definir una relación de enriquecimiento constante, sino más bien, dentro de amplios márgenes variacionales, un incremento constante (la población se sitúa en una banda paralela, por encima de la recta que define un incremento igual a 0.0).

3) Componentes sin pautas definidas. Dentro de este grupo se encuadran  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y P.F. De estos, hay algunos con pautas algo más regulares (P.F. y  $\text{Na}_2\text{O}$ ), tendiendo a mostrar contenidos en función del grado metasomático: así, los contenidos elevados del  $\text{Na}_2\text{O}$  tienden a presentarse en los términos piroxénicos, mientras que los menores aparecen en las cloríticas; la P.F. presenta una distribución inversa, de acuerdo a la aparición de una asociación mineralógica melanocrata progresivamente más hidratada y abundante ( $\text{px} \rightarrow \text{anf} \rightarrow \text{biot}$ ).

Estos óxidos se pueden agrupar en función de su relación con el protolito. Aquellos con relaciones predominantemente mayores que 1 y aquellos con relaciones variables oscilando alrededor de 1. La primera está constituida por  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , y P.F. Hay que destacar que salvo procesos de microclinización muy avanzada, no se presentan empobrecimientos en  $\text{Na}_2\text{O}$  aunque si tienden a dar los menores  $F_{e,Na_2O}$ .

Se han recogido dos muestras con contenidos en  $\text{MnO}$  altamente anómalos (CEC3 y JM114), estas anomalías son puntuales como lo demuestra el contenido en este óxido de la muestra CEC4, la cual pertenece a la misma columna episienítica que CEC3.

El segundo grupo de óxidos está formado por el  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ . Respecto a este

último, resalta que, a pesar de que los procesos de episienitización implican un proceso de albitización, salvo en los tipos piroxénicos, no existe un empobrecimiento real de  $K_2O$ . Este hecho se debe a dos factores: la dificultad de desaparición de la microclina, sólo evidente en tipos muy deformados o en los tipos piroxénicos egrínicos, y a la existencia en todos los casos de procesos de microclinización tardía, más o menos desarrollados.

### V.3.a.2.- Diagrama Q1-F1 modificado.

Propuesto por Cathelineau (1985), está basado en su homólogo de La Roche (1964), del cual modifica el parámetro Q1, suprimiéndole la componente cálcica, de acuerdo con la casi ausencia del componente anortita en los feldespatos de sus muestras. Los parámetros son (en milicaciones):

$$Q1 = Si/3 - (K+Na)$$

$$F1 = K-Na$$

TIPO	SUBTIPO	PROCESOS
I	A	Disolución de cuarzo.
	B <sub>1</sub>	Disolución y rellenos tardíos de cuarzo.
	B <sub>2</sub>	Disolución de Q y rellenos tardíos de Ab.
	B <sub>3</sub>	Disolución de Q y rellenos tardíos de Ad.
II	A	Dis. de Q, rellenos de albita, albitización de plagioclasa y cloritización de biotita.
	B	Dis. de Q, rellenos de albita, albitización de plagioclasa y feldespato potásico.
III		Dis. de Q, cristalización de Fdk (Mi o Ad) y reemplazamiento de plagioclasa por éste.
IV		Retrogradación tardía por filosilicatos.
V		Albitización con disolución de Q subordinada.
VI		Microclinización con disolución de Q subordinada.

Tabla 5.7.- Clasificación de episienitas de Cathelineau (1985).



Su desarrollo obedece a la necesidad de una herramienta adecuada para el estudio de procesos de episienitización caracterizados por procesos de disolución de cuarzo y modificaciones de la fracción feldespática, siempre alcalina, como se han definido en el Macizo Central Francés.

**Cathelineau (op.cit.)**, a partir de las pautas de evolución observadas sobre una muestra de más 200 individuos, establece siete tipos principales de variación, divididos a su vez en una serie de subtipos (tabla 5.7).

Esta clasificación ha sido posteriormente simplificada por el mismo autor (**Cathelineau, 1987a**) en tres tipos principales, en función de la combinación de tres procesos. Estos son:

- A.- Disolución de cuarzo, albitización de plagioclasa. Permanecen estables o metaestables ortosa, moscovita, biotita y hematites.
- B.- Formación de feldespatos (Ab, Mc, Ab+Mc)
- C.- Neoformación de moscovita.

Los tres nuevos tipos se definen por la combinación de los siguientes procesos:

- I.- Proceso A.
- II.- Combinación de procesos A y B.
- III.- Combinación de procesos A y C.

La aplicación de estas pautas evolutivas sobre la población local episienítica se hace imposible ante la inexistencia de un muestreo de tipos intermedios. La inexistencia de este muestreo obedece a dos razones (fig. 5.10):

- 1) En los puntos muestreados, sólo se tiene la certeza de la existencia de tipos intermedios en estrechas bandas centimétricas imposibles de muestrear, situadas en los límites episienita-granito.

2) La presencia de tipos variablemente silicificados obedece, en general, a procesos de silicificación desligados de los procesos de episienitización, como se demuestra en el análisis microtermométrico de inclusiones fluidas.

No obstante, a falta de criterios geoquímicos, si pueden utilizarse criterios petrográficos. Estos permiten descartar un proceso inicial de disolución de cuarzo con un proceso posterior de rellenos de huecos. En la Sierra de Guadarrama, los procesos de episienitización son realmente procesos de reemplazamiento, observándose sólo litologías oquerosas ligadas a procesos de retrogradación.

Ante ésto, la población local se clasificaría como episienitas tipo II en la revisión de Cathelineau (1987a) (anexo 5, tabla. 5.4b; fig. 5.10), y como episienitas II(A y B) y III según Cathelineau (1985). La relación entre la tipología petrográfica previamente establecida y esta tipología geoquímica es la siguiente:

IIA.- Básicamente las episienitas anfibólicas, biotíticas y cloríticas. No se observa disminución de  $K_2O$  y, por tanto, no hay sustitución generalizada de microclina por plagioclasa; se disponen en la banda marcada por los valores 0 y -125 de F1.

IIB.- Parte de las episienitas piroxénicas, donde se observa un fuerte incremento de  $Na_2O$  frente a una disminución de  $K_2O$ . El límite en el gráfico Q1-F1 lo marcaría el valor -125 de F1.

III.- Microclinitas (valores de F1 positivos).

Como puede observarse, este diagrama permite diferenciar los tipos microclínicos pero discrimina deficientemente tanto los tipos episieníticos s.s. como éstos de los cloríticos, mezclando en una estrecha banda (definida por los valores -150 y -75 de F1) tipos piroxénicos y anfibólicos. Por otro lado, no permite discriminar los tipos cloríticos de sus equivalentes primarios. La explicación a este hecho se debe a que este tipo de representación, válida para

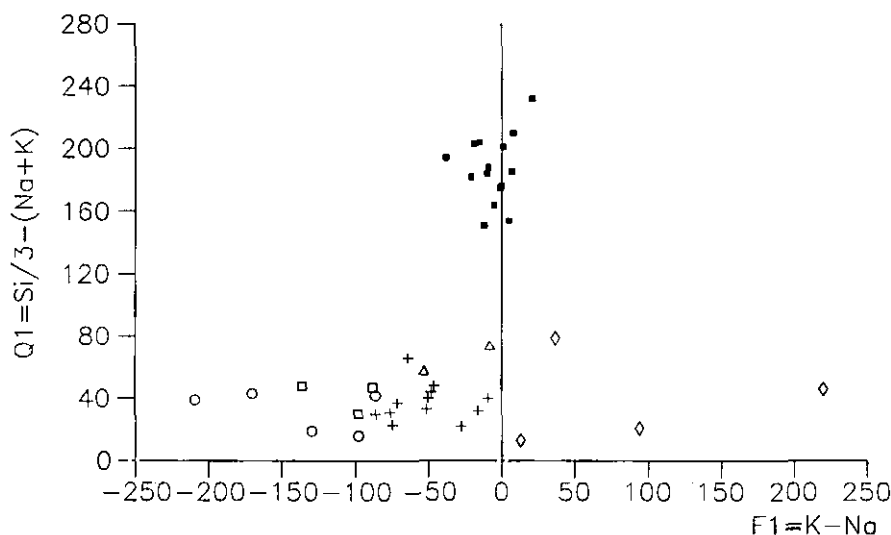


Figura 5.10.- Posición en el diagrama Q1-F1 modificado (Cathelineau, 1985) de la muestra analizada. Leyenda similar a la de la figura 5.8, excepto en (■) granitoides.

los sencillos sistemas franceses, no tiene en cuenta las peculiaridades geoquímicas de la población local. La dispersión sobre la banda definida por los valores 0 y 80 de Q1, que para Cathelineau (1985, 1987a) son representativos del grado de reemplazamiento del cuarzo disuelto, aquí representan la cantidad de Si del sistema no implicado en la formación de feldespatos alcalinos.

### V.3.a.3.- Análisis Factorial Q-Modo extendido.

Ante las limitaciones de los sistemas de representación y estudio de pautas de evolución geoquímica hasta ahora desarrollados, basados en diagramas geoquímicos para granitos de la escuela francesa, y que sólo explican el sistema analizado de un modo limitado, se ha realizado un análisis factorial de la muestra, con el objetivo de desarrollar modos de representación sencillos que expliquen la mayor cantidad de varianza posible del sistema y permitan deducir los diferentes procesos de formación superpuestos. Se ha optado por el Q-Modo extendido

desarrollado por Miesch (1976a,b) y Klován y Miesch (1976), cuyos fundamentos y desarrollo se resumen en el anexo 2.

De los modelos desarrollados, el elegido presenta las siguientes características:

**Muestra:** Episienitas (primarias y retrogradadas) normalizadas a 37.45 ml, (los datos porcentuales se han normalizado previamente a 100) equivalente a una densidad de 2.67 gr/ml (máxima de la muestra analizada) (anexo 5, tabla 5.5). Por tanto son variables extensivas y no presentan una suma a 100 constante, requisito imprescindible para un análisis Q-Modo extendido; este obstáculo se soluciona introduciendo una nueva variable (Déficit), igual a:

$$Déficit_i = 100 - \sum_j x_{i,j}$$

donde  $Déficit_i$  es el valor de la variable para la muestra  $i$  y  $x_{i,j}$  es el valor en 37.45gr/ml de la variable composicional  $j$  en la muestra  $i$ . Esta nueva variable es inversamente proporcional a la densidad de la muestra. De este modo, al mismo tiempo que se logra normalizar los análisis a suma constante (100), se logra evitar la pérdida del carácter extensivo de las variables geoquímicas.

**Dimensiones:** Sobre un modelo previo 10-dimensional se opta por un modelo 4-dimensional no rotado (anexo 5, tabla 5.6), caracterizado por un primer componente aproximadamente constante para todas las muestras. Este primer factor se caracteriza por una carga superior a 0.9900 salvo en la muestra J34a, que muestra un valor de 0.9804, muy próximo a los anteriores (anexo 5, tabla 5.6). Esta característica permite reducir los grados de libertad del sistema (fijando la carga del primer componente al valor medio) sin apenas modificar la varianza considerada y, por tanto, permitiendo la obtención de un modelo tridimensional representable en un plano.

El modelo elegido se justifica por su bondad en la explicación de la varianza de la muestra. El CPN (proporción acumulativa de la muestra) se sitúa en 0.9996, y el modelo

presenta comunalidades que oscilan entre 0.9981 y 0.9999 (anexo 5, tabla 5.7). Los coeficientes de determinación también son muy buenos en general (anexo 5, tabla 5.8), observándose tres grupos:

C.D. > 0.85.-  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  y Déficit.

$0.85 \leq \text{C.D.} \leq 0.70$ .-  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

C.D. < 0.70.-  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{MnO}$ .

Por otra parte, estos coeficientes de determinación mejorarían si no se tuviese en cuenta las muestras con valores anómalos (para cada elemento con C.D. relativamente bajo, son sólo tres o cuatro muestras). Sin embargo, también es necesario tener en cuenta que las variables con los menores C.D. son aquellas que muestran una distribución regular en función de su contenido inicial (ver figs. 5.8 y 5.9), y por tanto, relativamente independientes de la evolución del resto del sistema.

#### V.3.a.3.a.- Modelo.

Los ejes de referencia utilizados, cuyos marcadores composicionales ( $f_{k,j}$ ) se aportan en la tabla 5.8, se caracterizan por los siguientes factores de escala ( $S_k$ ):  $S_1 = 62.72$ ;  $S_2 = 96.60$ ;  $S_3 = 140.48$  y  $S_4 = 87.83$ .

Como previamente se ha expuesto, la carga del primer factor principal en el conjunto de las muestras es casi constante, siendo  $a_{1,1}$  igual a 0.9973, con E igual a 0.38%. Esta carga, común a todas las muestras, define el hiperplano sobre el que se sitúa la muestra, o lo que es lo mismo, su composición media sobre la que, al actuar el resto de los factores, se consigue la variabilidad del sistema analizado. Composicionalmente, este punto se caracteriza por los siguientes valores:  $\text{SiO}_2=59.21$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3=17.98$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3=1.52$ ,  $\text{FeO}=1.68$ ,  $\text{MnO}=0.14$ ,  $\text{MgO}=0.98$ ,  $\text{CaO}=1.58$ ,  $\text{Na}_2\text{O}=5.42$ ,  $\text{K}_2\text{O}=5.15$ ,  $\text{TiO}_2=0.33$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5=0.26$ .

El resto de los factores considerados (FII, FIII y FIV) permiten establecer, considerados

individualmente, límites geoquímicos a los tipos petrográficos previamente establecidos (ver anexo 5, tabla 5.7):

	FI	FII	FIII	FIV
SiO <sub>2</sub>	59.37	-6.83	-26.93	-10.76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.03	1.75	83.96	36.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.53	3.24	-22.23	5.24
FeO	1.68	3.41	36.59	29.32
MnO	0.14	-1.42	-3.92	-3.61
MgO	0.98	7.67	8.05	9.13
CaO	1.59	-10.59	5.10	47.59
Na <sub>2</sub> O	5.44	-15.89	-52.38	10.31
K <sub>2</sub> O	5.17	12.97	79.44	-51.27
TiO <sub>2</sub>	0.33	2.26	2.33	3.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.43	0.05	0.96
H <sub>2</sub> O	1.42	10.54	16.27	14.99
Déficit	4.07	92.46	-26.35	9.07

Tabla 5.8.- Marcadores composicionales ( $f_{ki}$ ) de los ejes de referencia utilizados en el modelo de análisis factorial.

El factor FIV diferencia entre tipos plagioclásicos y microclínicos. Estos últimos presenta cargas siempre menores a -0.04 y los primeros siempre mayores a este valor.

El factor FIII permite delimitar tipos episieníticos primarios. Así, las episienitas piroxénicas presentan cargas siempre inferiores -0.02, las anfibólicas cargas comprendidas entre este valor y 0.01 y las biotíticas, cargas superiores a 0.01. La muestra J99c, una episienita anfibólica muestra una carga de FIII de -0.0442, carga inferior al límite previamente establecido. Este valor negativo es correlacionable con los valores negativos en exceso

mostrados por las muestras CEC3 y CEC1, y posiblemente esta causado por la presencia de cuarzo tardío en estas muestras, que hace que las cargas de FIII sean inferiores a las normales (salvo FI, el factor FIII es el principal controlador del contenido en  $\text{SiO}_2$  del modelo elegido).

Sin embargo es la combinación de estos factores los que permiten la individualización de los tipos petrográficos y el establecimiento de pautas evolutivas (Fig. 5.11a y b, 5.12a,b y c y 5.13a,b y c). Así, la transición entre los distintos tipos de episienitas primarias está definida por un vector denominado Vector Episienitización (VE). La evolución del sistema primario es lineal excepto para los tipos piroxénicos, especialmente aquellas muestras debilmente anfíbolitizadas, mediante dos tipos de pautas evolutivas marcadas por los vectores piroxénicos I y II (PI y PII, respectivamente). Por otra parte, los tipos piroxénicos hedembergíticos se presentan en continuidad geoquímica con el resto de los tipos analizados, como por otra parte se deduce de la observación petrográfica, y los tipos piroxénicos egirínicos se presentan algo alejados de la pauta general. Los tipos cloríticos se alejan de la anterior línea evolutiva mediante una pauta geoquímica definida mediante un vector denominado Vector Cloritización (VC). De similar manera, aunque mucho peor definido, pueden representarse los procesos de microclinización mediante un Vector Microclinización (VM).

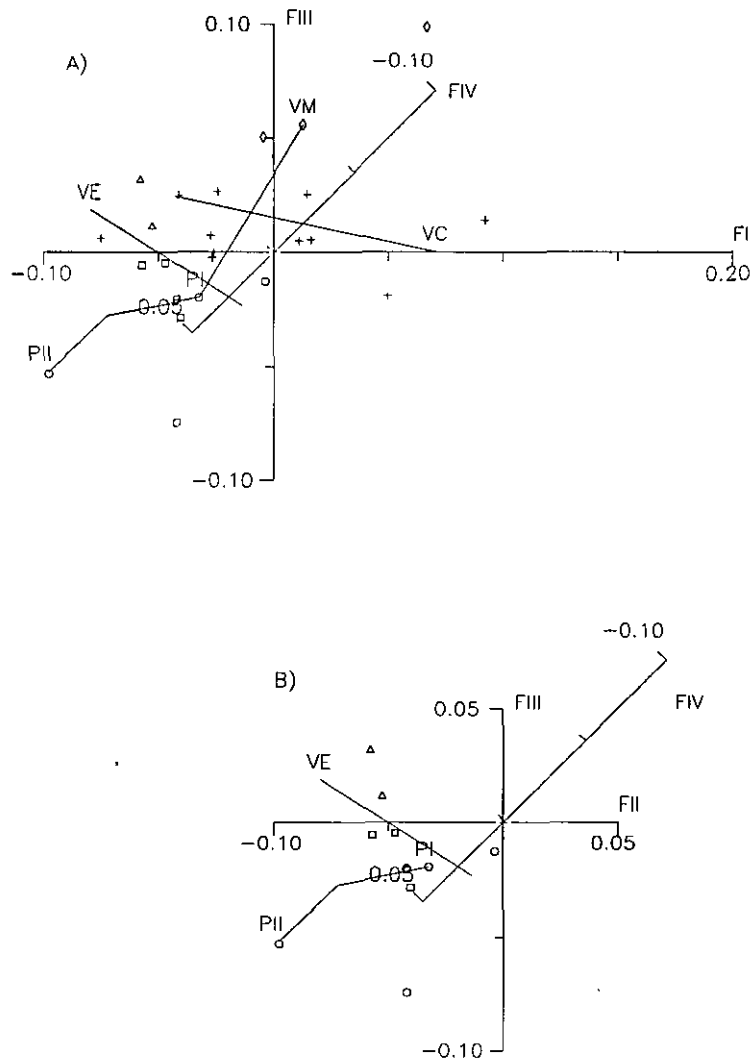
A continuación se aportan las características de los distintos vectores definidos.

#### Vector piroxénico I (PI).-

Controla con la misma carga (-0.0404) la transición de episienitas piroxénicas ricas en anfíbol a episienitas piroxénicas pobres en anfíbol, tanto de los tipos piroxénicos hedembergíticos como egirínicos. Este vector, enteramente definido en el plano FII-FIII (figs. 5.12a y 5.13a), se calcula a partir de los puntos J37j y J37a. El vector unidad presenta componentes coordenadas  $a_{i,2} = -0.9817$  y  $a_{i,3} = -0.1904$  y se caracteriza por el siguiente marcador composicional  $f_{PI,j}$ :

$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{H}_2\text{O}$	Défi.
-9.25	11.5	0.29	7.32	-1.74	7.70	-8.80	-20.3	20.8	2.25	0.34	11.2	78.7

con  $S = 87.0398$ .



**Figura 5.11.-** Posición en el hiperplano F2-F3-F4 de las muestras analizadas y direcciones de los vectores evolutivos definidos. a) Muestra total (epiesienitas s.l.); b) Epiesienitas primarias.

### Vector Piroxénico II (PII).-

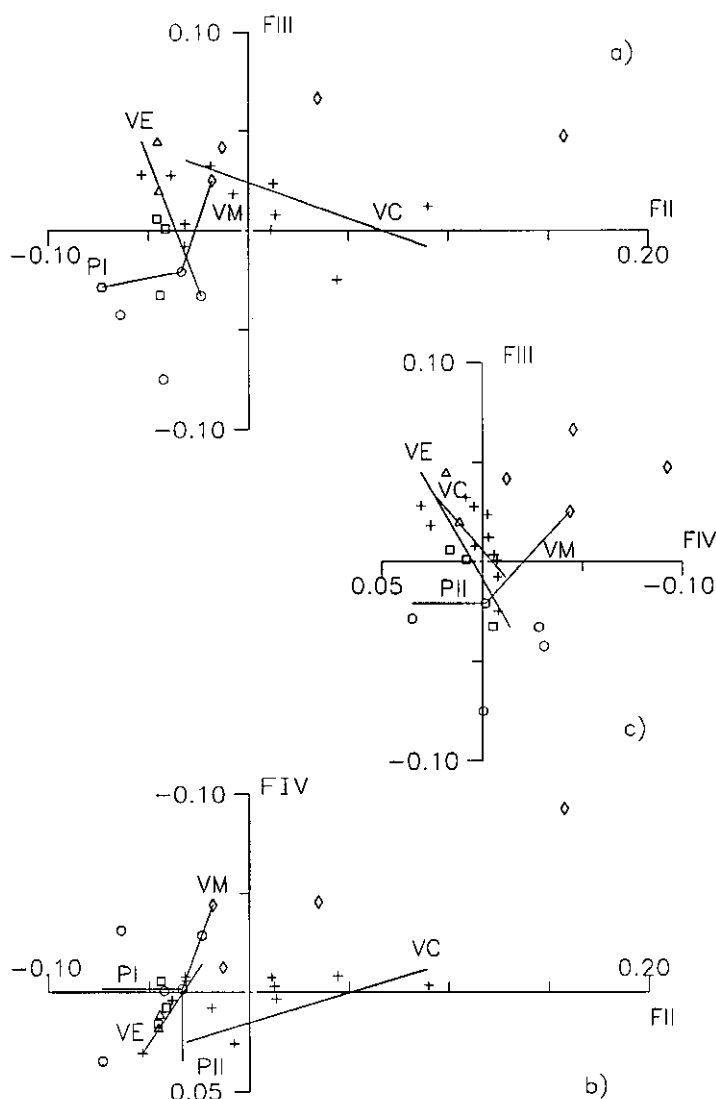
Definido por F4, distribuye las epiesienitas piroxénicas respecto a la línea de evolución de los tipos epiesieníticos primarios (fig. 5.11b,c y 5.12b,c). Diferencia el conjunto piroxénico hedembergítico del egrínico, mediante el mismo vector con sentido opuesto. CEC3 y CEC4



presentan una carga para este vector de -0.0198 y J37a una carga de 0.0339. Se trata de F4, cuyo marcador composicional ( $f_{PI,j}$ ) es:

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Défi.
-10.8	36.0	5.24	29.31	-3.61	9.13	47.59	10.31	-51.3	3.05	0.96	14.99	9.07

con  $S = 87.8316$ .



**Figura 5.12.-** Proyecciones del conjunto de las muestras y de las direcciones evolutivas en los planos F2-F3 (a), F2-F4 (b) y F3-F4 (c).

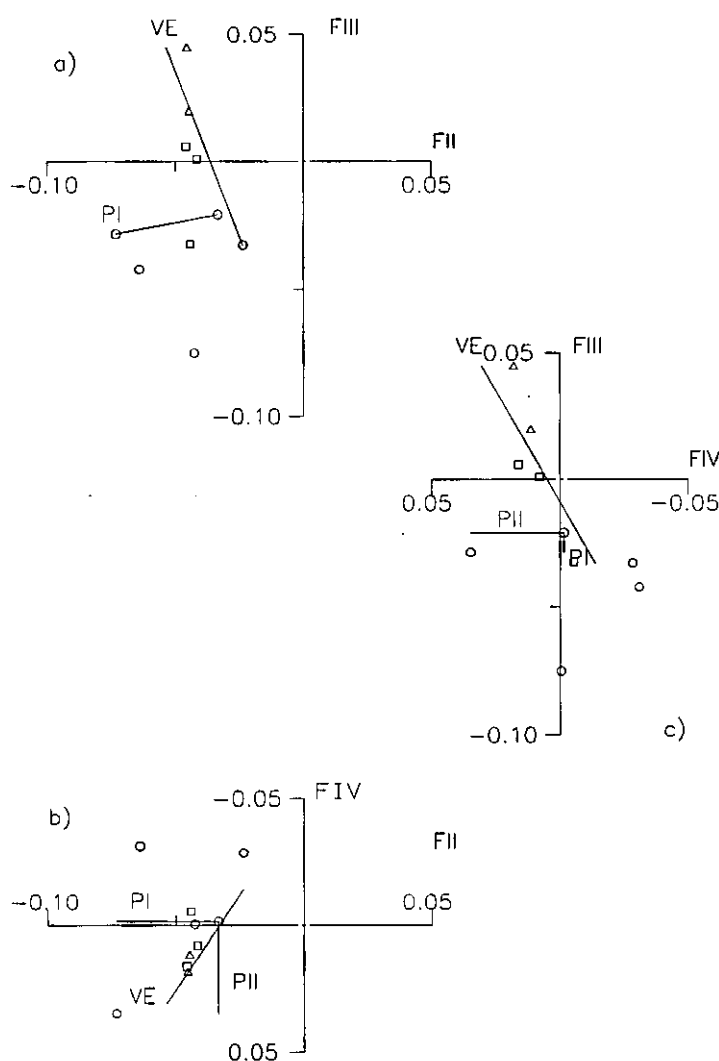


Figura 5.13.- Proyecciones del conjunto de episienitas primarias y de las direcciones evolutivas en los planos F2-F3 (a), F2-F4 (b) y F3-F4 (c).

La combinación de estos dos vectores, como previamente se ha comentado, permiten explicar la dispersión de los tipos piroxénicos alrededor de la recta de evolución general. Para el conjunto piroxénico hedembergítico, la transformación se verificará fundamentalmente con un enriquecimiento en  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{CaO}$ ; el resto de los óxidos evolucionarán en función de las componentes coordinadas (en este conjunto siempre positivas) para cada uno de los vectores, ya que presentan marcadores composicionales de signo opuesto. En el conjunto piroxénico

egirínico, con un marcador positivo y el otro negativo, la tendencia uniforme será la pérdida de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{FeO}$  (pero aumentando la relación  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ), de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{MgO}$  y ganancia de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{MnO}$  con ganancia de masa constante lo que implica un aumento de densidad, ya que la alteración se verifica a volumen constante.

### Vector episienítico (VE).-

Define la evolución entre los distintos tipos episieníticos primarios (figs. 5.11, 5.12 y 5.13). Su traza se realiza a partir de los puntos:  $P_2$  ( $a_{P2,1} = 0.9973$ ;  $a_{P2,2} = -0.0534$ ;  $a_{P2,3} = 0.0449$ ;  $a_{P2,4} = 0.0307$ ) y  $P_1$  ( $a_{P1,1} = 0.9973$ ;  $a_{P1,2} = -0.0237$ ;  $a_{P1,3} = -0.0329$ ;  $a_{P1,4} = -0.0139$ ) y el vector unidad presenta las siguientes cargas:  $a_{i,2} = -0.3144$ ,  $a_{i,3} = 0.8236$  y  $a_{i,4} = 0.4721$ , y cuyo marcador composicional ( $f_{VE,i}$ ) es:

$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{H}_2\text{O}$	Défi.
-24.3	85.1	-14.1	45.2	-4.73	8.91	40.0	-25.0	18.6	2.91	0.49	17.7	-50.9

y  $S = 125.08$ .

A partir de un Punto Inicial  $P_1$ , los diferentes tipos petrográficos primarios se distribuyen a lo largo de la recta definida por el anterior vector, en tres segmentos en función del valor de  $a_{i,VE}$ :

Episienitas piroxénicas:  $0.000 \leq a_{i,VE} \leq 0.031$

Episienitas anfibólicas:  $0.031 \leq a_{i,VE} \leq 0.063$

Episienitas biotíticas:  $0.063 \leq a_{i,VE} \leq 0.100$

Este marcador composicional, tomado literalmente, da el sentido de los cambios geoquímicos a lo largo de la transición entre los diferentes tipos episieníticos, pero los cambios reales son el resultado de la combinación lineal de dos vectores: VE y  $P_1$ , donde  $P_1$  es el vector unidad del vector que contiene al punto  $P_1$ , cuyo marcador composicional ( $f_{P1,i}$ ) es:

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Défi.
62.5	17.1	1.80	.85	.26	.71	1.24	6.63	4.45	.22	.24	.93	3.08

con  $S = 65.38$ .

Cualquier punto en la recta definida por VE ( $P_i$ ), vendrá dado por:

$$\vec{P}_i = .9964446 \vec{P}_1 + a'_{i,VE} \vec{VE}$$

$$\hat{x}_{i,j} = .9964446 f_{P1,j} + a'_{i,VE} f_{VE,j}$$

donde  $P_i$  es el vector que define el punto de interés,  $a_{i,VE}$  es la carga de este vector sobre VE y .9964446 es la carga de  $P_1$  sobre  $P_1$ . Si como se expone en el anexo 3

$$\hat{x}_{i,j} = \sum_k a_{i,k} f_{k,j}$$

donde

$$a_{i,k} = \frac{a'_{i,k}}{\sum_k a'_{i,k}} \quad \text{y} \quad a'_{i,k} = \frac{a'_{i,k}}{S_k}$$

entonces, para este sistema de vectores:

$$\underline{a'_{i,P1} = \frac{.9964446}{65.38}} \quad \text{y} \quad a'_{i,VE} = \frac{a'_{i,VE}}{125.08}$$

$$\hat{x}_{i,j} = \frac{1.9063214 f_{P1,j} + a'_{i,VE} f_{VE,j}}{1.9063214 + a'_{i,VE}}$$

donde  $x_{i,j}$  es el valor del elemento  $j$  de la muestra  $i$ .

Los cambios geoquímicos registrados por este vector: enriquecimiento en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, CaO, K<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y TiO<sub>2</sub> y un empobrecimiento en Na<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> se manifiesta en un progresivo predominio de minerales máficos cada vez más aluminicos e hidratados, con

relaciones  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  cada vez más bajas y progresivamente más magnésicos. Asimismo, el incremento paulatino de  $\text{CaO}$  dará lugar a la formación de plagioclasas muy cálcicas en los estadios intermedios (anfibólicos) para paliar la desaparición de minerales máficos muy cálcicos (piroxenos) no compensados en este estadio por los de nueva formación (la epidota sólo es muy abundante en los términos biotíticos); además se tiene un ligero aumento de apatito y esfena. La serie de minerales máficos formados será responsable de la disminución paulatina de  $\text{SiO}_2$ .

Hay que señalar un aumento de la masa es inherente al protolito ya que para las episienitas primarias, existe una correlación entre la basicidad del sistema (densidad) y grado metasomático alcanzado, o lo que es lo mismo, la cantidad total de masa del sistema es función (es la misma) del protolito.

#### Vector clorítico (VC).-

Define los cambios producidos por los procesos de cloritización retrógrados, al explicar el alejamiento de las episienitas cloríticas de la anterior línea evolutiva. Estos procesos se manifiestan inicialmente por la transformación de la biotita en clorita, albitización de la plagioclasa, transformación de esfena en anatasa, y, en estadios ulteriores de menor temperatura, por una retrogradación de la clorita a tipos de menor temperatura y argilitización asociada a procesos de oxidación y disolución de máficos fundamentalmente.

Las cargas de este vector, calculado cualitativamente a falta de tendencias establecidas, sobre los tres principales son:  $a_{i,2} = 0.9057$ ,  $a_{i,3} = -0.3232$  y  $a_{i,4} = -0.2743$  (calculadas a partir de las coordenadas  $a_{i,1} = 0.9973/0.9973$ ,  $a_{i,2} = -0.0314/0.0891$ ,  $a_{i,3} = 0.0352/-0.0078$  y  $a_{i,4} = 0.0250/-0.0115$ ), y su marcador composicional ( $f_{VC,j}$ ) es:

$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{H}_2\text{O}$	Défi.
8.08	-73.8	16.7	-36.8	1.68	6.29	-66.2	-15.5	25.2	1.45	.15	3.64	229.2

con S igual a 254.84.

Aunque este marcador composicional de la idea de grandes cambios en la geoquímica del sistema, su elevado Factor de Escala (S) hace que en el cálculo de la composición real tenga una menor importancia de la sugerida; el procedimiento para calcular la composición real de cualquier punto es el mismo que en el caso anterior.

$$\begin{aligned}\vec{P}_i &= .9964446 \vec{P1} + a_{i,VE}' \vec{VE} + a_{i,VC}' f_{VC,j}' \\ \hat{X}_{i,j}' &= .9964446 f_{P1,j}' + a_{i,VE}' f_{VE,j}' + a_{i,VC}' f_{VC,j}'\end{aligned}$$

La retrogradación del sistema, definida por este vector, se resuelve fundamentalmente con una pérdida de masa (disolución), verificada sobre todo en la mineralogía melanocrata: la pérdida de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , junto a  $\text{CaO}$  y  $\text{FeO}$ , aparte de los procesos de disolución, representa la albitización de la plagioclasa y un proceso de oxidación de la clorita y, posteriormente, la transformación a minerales argilíticos y precipitación de óxidos. El ligero aumento de  $\text{MgO}$  apenas modificará la relación inicial, pero con la pérdida de  $\text{FeO}$  (no compensada con el aumento de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), conducirá a la formación de filosilicatos cada vez más magnésicos. Por otro lado. El vector calculado predice una ligera pérdida de  $\text{Na}_2\text{O}$ , compensada por la adquisición de  $\text{K}_2\text{O}$ , y representaría un proceso de sustitución de albita por microclina (aproximadamente entra el mismo número de equivalentes atómicos de K, que los que se pierden de Na), sin embargo, petrográficamente se observan procesos de albitización de la plagioclasa, aunque también, procesos de sustitución de plagioclasa por clorita. Estos últimos podrían explicar estas ligeras pérdidas de  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Hay que tener en cuenta que los cambios químicos indicados en el marcador composicional no son cambios químicos reales en toda su extensión. Así, como puede observarse en las figuras 5.14 y 5.15, aunque este marcador define una pauta evolutiva de ligero enriquecimiento en  $\text{SiO}_2$ , realmente el proceso tiene lugar con descensos de esta variable. Este hecho se explica al calcular los efectos sobre la composición real de los distintos vectores involucrados. Así, VC presenta incrementos de  $\text{SiO}_2$  inferiores a los de P1, y al incrementar la componente coordenada de VC, el vector resultante presentará un incremento en este óxido más bajo, lo que realmente se traduce en una pérdida de  $\text{SiO}_2$ .

El análisis factorial Q-Modo justifica la denominación de episienitas para las episienitas cloríticas. Si bien no son episienitas verdaderas al ser litologías retrogradadas, en el espacio geoquímico siguen situándose en puntos próximos a los de las episienitas s.s. (primarias), a diferencia de otros tipos retrogradados, cuyas características geoquímicas difieren marcadamente de las episienitas primarias.

#### Vector microclínico (VM).-

Si bien los vectores que controlan las relaciones entre los distintos tipos plagioclásicos (primarios y retrogradados) han podido ser establecidos, los de la alteración microclínica no se pueden establecer con precisión al disponerse de una serie de muestras con procesos de retrogradación (cloritización y otros) muy acusados, por ejemplo J34a, prácticamente una episienita puramente feldespática por disolución de su mineralogía melanocrata. Estas muestras se caracterizan por su alta carga en F1 (figs. 5.11, y 5.12). Por otra parte, las relaciones  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  variables parecen indicar distintos grados en el avance de este proceso. Ante este problema se opera igual que en los tipos piroxénicos al tener una muestra J37h2 (con procesos de microclinización no muy avanzados) de la que se controla su referente plagioclásico (J37j). Este vector vendrá por tanto definido por las coordenadas trazadas entre estas dos muestras:  $a_{i,2}=0.2378$ ,  $a_{i,3}=0.7150$  y  $a_{i,4}=-0.6575$  que definen el siguiente marcador composicional:

$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{H}_2\text{O}$	Défi.
-23.7	52.6	-46.7	-8.0	1.1	-2.9	-17.4	-124.	266.	-1.8	-2.0	-1.2	8.3.

con  $S = 323.94$ .

Este proceso consiste fundamentalmente en una microclinización, por sustitución de albita y neoformación (en equivalentes atómicos, el enriquecimiento en K es un 41 % superior a la pérdida de Na). Otros cambios asociados son el aumento de la relación  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  sin aumento de la cantidad de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$ , enriquecimiento en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y ligero empobrecimiento en  $\text{SiO}_2$ , CaO y MgO. Realmente este vector representa la sustitución de la fracción melanocrata por microclina: el volumen de máficos en J37h2 es mucho menor aparentemente que en J37j y J34a,

a pesar de la falta de minerales máficos, presenta el más alto contenido en álcalis ( $K_2O$ ) del sistema.

### V.3.a.3.b.- Relaciones elementales.-

Como se ha observado previamente, el  $SiO_2$  constituye el mejor monitor del grado metasomático alcanzado, de ahí que sea el óxido más idóneo para el estudio de la evolución de cada óxido en el proceso de episienitización.

Para poder comprobar los resultados del análisis factorial, se superpone sobre estos gráficos los siguientes elementos:

a) Curva de evolución VE.- Traza la evolución teórica de los pares elementales, calculados a partir de:

$$\hat{x}_{i,j} = \frac{1.9063214 f_{P1,j} + a'_{i,VE} f_{VE,j}}{1.9063214 + a'_{i,VE}}$$

b) Curva de evolución de un proceso de cloritización (VC), calculada para un  $a_{i,P1} = 0.9964$  (punto  $P_1$ ),  $a_{i,VE} = 0.0700$  (dentro del campo de episienitas biotíticas) y valores de  $a_{i,VC}$  de 0.0000, 0.0500, 0.1000 y 0.1500 (este valor es aproximadamente la mayor aplicación de VC observable en el gráfico 5.11a), cuya expresión es:

$$\hat{x}_{i,j} = \frac{3.8839655 f_{P1,j} + .1426084 f_{VE,j} + a'_{i,VC} f_{VC,j}}{4.0265739 + a'_{i,VC}}$$

Como puede observarse (figs. 5.14 y 5.15), el ajuste de las curvas definidas por el Vector Episienítico es bueno en general (salvo en  $MnO$  y  $P_2O_5$ ), si se tiene en cuenta el conjunto de muestras. Si se considera aisladamente las muestras que en el análisis factorial (fig. 5.11b y 5.13) definían el Vector Episienítico, se puede observar cierto desplazamiento (por ejemplo



en el caso del FeO, tiende a dar una curva con pendiente media algo inferior a la definida por estas muestras) pero, en el conjunto, parecen definir claramente una línea de evolución continua. Los óxidos mal explicados son:

SiO<sub>2</sub>-MnO, donde VE está fuertemente controlado por los valores excepcionalmente anómalos en MnO de dos muestras (CEC3 y JM114) (fig. 5.14).

SiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.- Donde se tiene una curva media con pendiente intermedia a las dos posibles tendencias que se presentan. Como se ha definido previamente, el P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> muestra una relación lineal con la composición de protolito. Los otros dos óxidos con valores controlados por la composición previa (MgO y TiO<sub>2</sub>) se ajustan mejor a los vectores definidos. Este hecho revela una cierta correlación entre los valores de SiO<sub>2</sub> de episienitas y granitos, debido a la naturaleza del muestreo. El vector VE se definía sobre muestras con intercambio de masa nulo, y por la naturaleza del muestreo, resultaba en un incremento de masa con valores cada vez más altos de  $a_{i,VE}$ ; esta densidad es correlacionable con la acidez del protolito (contenido en SiO<sub>2</sub>) y, como VE define valores decrecientes regularmente en este óxido, tiene que haber una cierta correlación con el protolito. Esta correlación se extiende a las facies cloritizadas ya que el vector VC no modifica sustancialmente las relaciones MgO/SiO<sub>2</sub> y TiO<sub>2</sub>/SiO<sub>2</sub>. Sin embargo, se puede observar en la figura 5.15, la existencia de muestras con valores anómalos de MgO y TiO<sub>2</sub>, no explicables mediante estos dos vectores y, como se vio en el apartado , bien definidas a partir de la composición previa.

Las curvas de cloritización explican muy bien la disposición de las distintas muestras sobre la tendencia general. Como se ve en las figuras 5.14 y 5.15, los segmentos trazados definen con precisión el alejamiento de los puntos sobre la tendencia general, explicando el porqué de la no ruptura de la tendencia original en ciertos casos (MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>O) debido a que la implicación de este vector no altera las relaciones de estos óxidos con el SiO<sub>2</sub> y explicando la alta dispersión en otros casos (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, FeO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), que constituyen los óxidos preferentemente afectados por los procesos de cloritización.

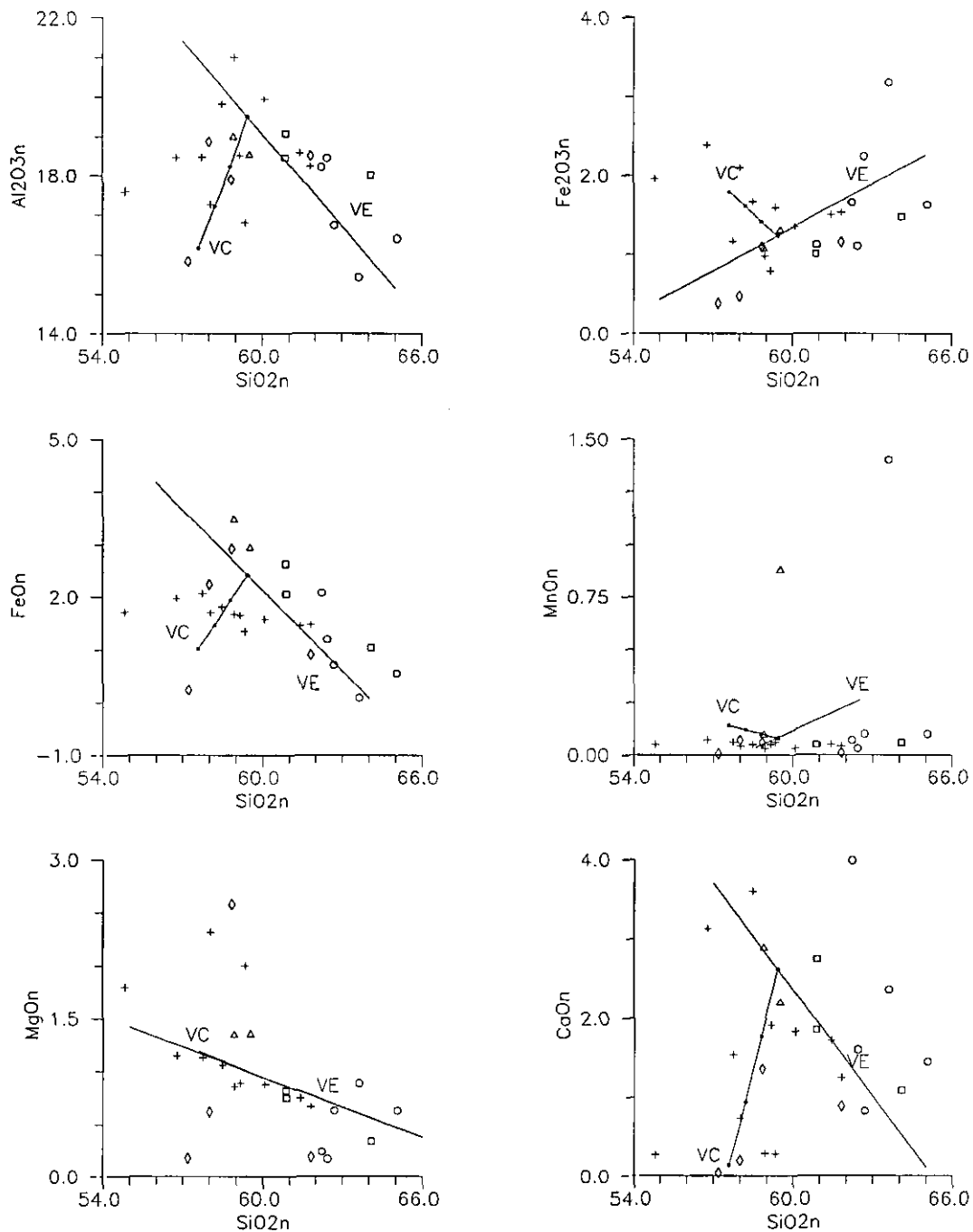
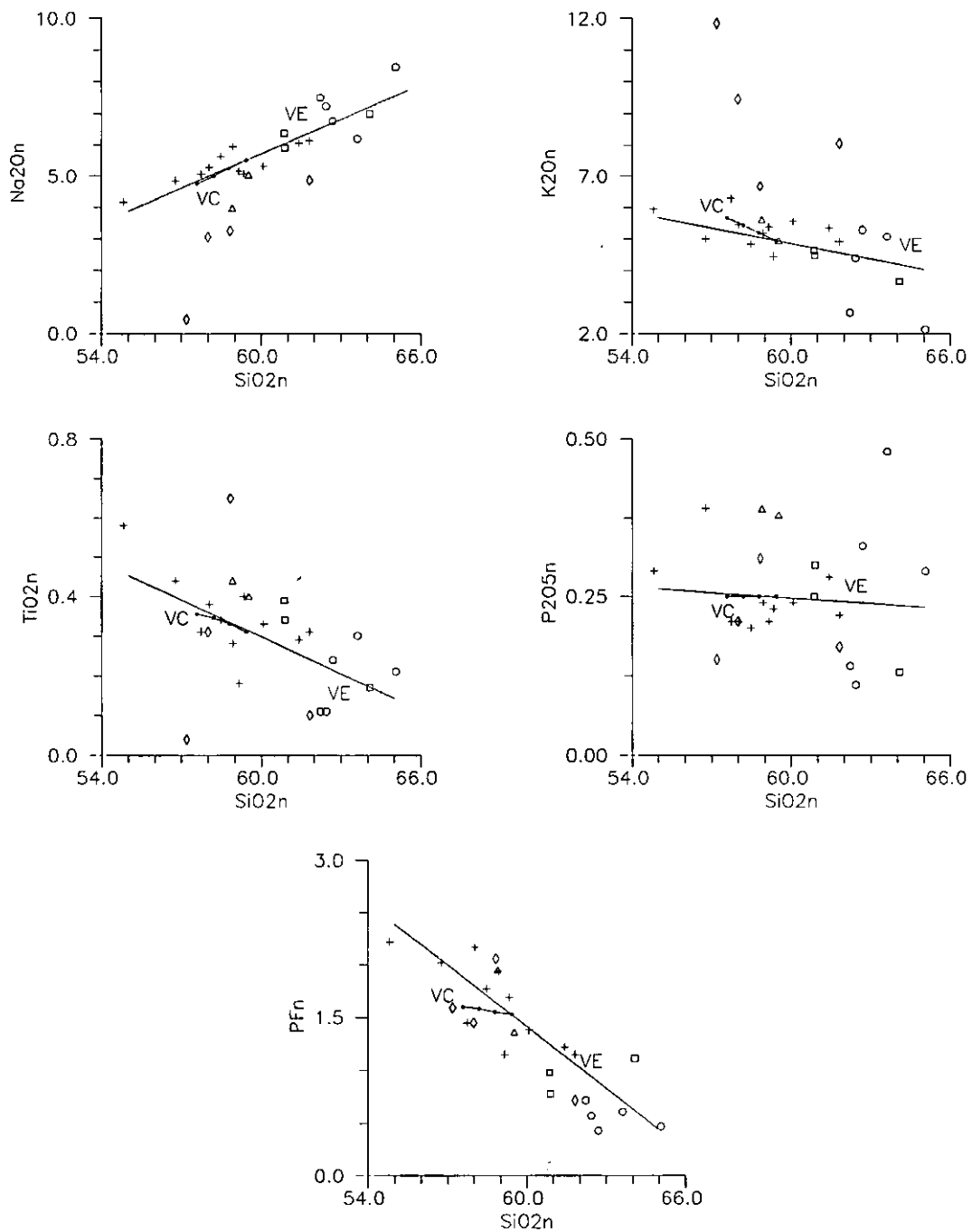


Figura 5.14.- Evolución de los componentes principales de episienitas referidos a  $\text{SiO}_2$ . Se trazan las líneas evolutivas de las episienitas primarias (VE) y cloríticas (VC) calculadas en el texto. Leyenda en figura 5.5.



**Figura 5.14.-** Evolución de los componentes principales de episienitas referidos a  $\text{SiO}_2$ . Se trazan las líneas evolutivas de las episienitas primarias (VE) y cloríticas (VC) calculadas en el texto. Leyenda en figura 5.5.

Las microclinitas presentan una evolución bastante regular con descensos en los contenidos en Na<sub>2</sub>O, CaO y MgO. La excepción la marca la muestra J18, con elevados contenidos en MgO; esta muestra parece ligeramente afectada por procesos de microclinización, preservando gran parte de las características previas. Como es obvio, el contenido en K<sub>2</sub>O aumenta, de acuerdo al grado del proceso. Una característica reseñable es que el contenido en Fe y el grado de oxidación de éste es el mismo que para sus referencias de la asociación plagioclásica.

#### V.3.a.4.- Balance de masas.

##### V.3.a.4.a.- Bases del cálculo.

El cálculo se realiza a partir de una derivación de la ecuación propuesta por Gressens (1967):

$$x_i = 100 \cdot \left[ F_v \left( \frac{d_B}{d_A} \right) c_i^B - c_i^A \right]$$

donde:

$x_i$  es la masa intercambiada, en gramos por unidad de volumen;

$F_v$  es el factor de volumen ( $V_B/V_A$ );

$d$  es la densidad;

$c_i$  es la fracción de la masa del componente  $i$  y

A y B se refieren al protolito y a la alteración respectivamente.

La derivación de esta ecuación surge de la necesidad de comparar diferentes sistemas, con pesos específicos iniciales diferentes, por lo que se normalizan todos los sistemas a un único volumen. La normalización se efectúa mediante la densidad de una muestra de referencia (aquella con máxima densidad del conjunto de datos, 2.87 gr/ml) mediante:

$$x_i = 100 \cdot \left[ F_v \left( \frac{d_B}{2.87} \right) c_i^B - c_i^A \left( \frac{d_A}{2.87} \right) \right]$$

implicando la cuantificación del intercambio de masa sobre una unidad de volumen de 34.84 ml.

Como se ha indicado previamente, siempre se asume un valor para  $F_v$  igual a 1. Los datos siempre son datos porcentuales normalizados previamente a 100.

Por otra parte se realiza un balance elemental a partir de la siguiente derivación de la anterior ecuación:

$$M_i = 10 \cdot [F_v N_i^B d_B - N_i^A d_A]$$

donde:

$M_i$  es el número de Unidades Molares intercambiados y

$N_i$  es el número de equivalentes atómicos para el elemento i.

#### V.3.a.4.b.- Resultados.

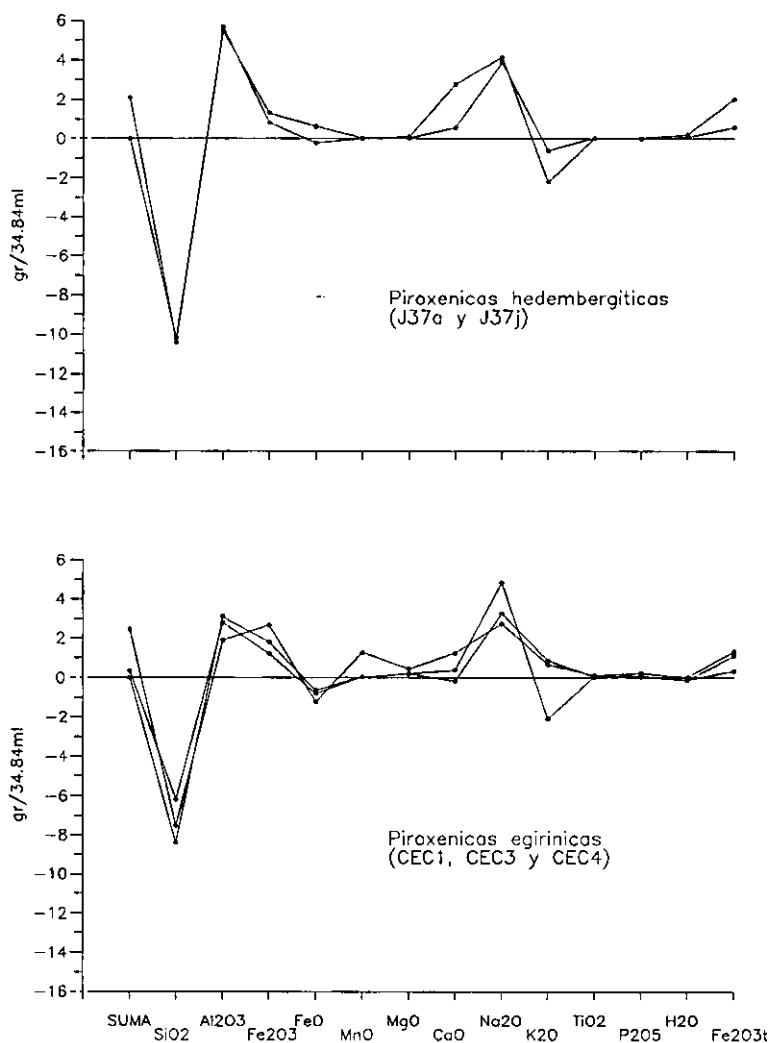
En función del intercambio de masa total, se pueden diferenciar tres grupos en la muestra estudiada (anexo 5, tabla 5.9a):

1) Incremento de masa positivo: Se observa en los tipos piroxénicos, especialmente en aquellos con piroxeno dominante (con elevadas componentes coordinadas en PII), donde el incremento llega a ser de 2.44 gr/34.84 ml. (CEC4).

2) Incremento de masa nulo o casi nulo: Lo presentan las muestras que definen el vector episienítico, y una microclinita (J37h2).

3) Incremento de masa negativo: Lo presentan aquellas muestras que se alejan de la

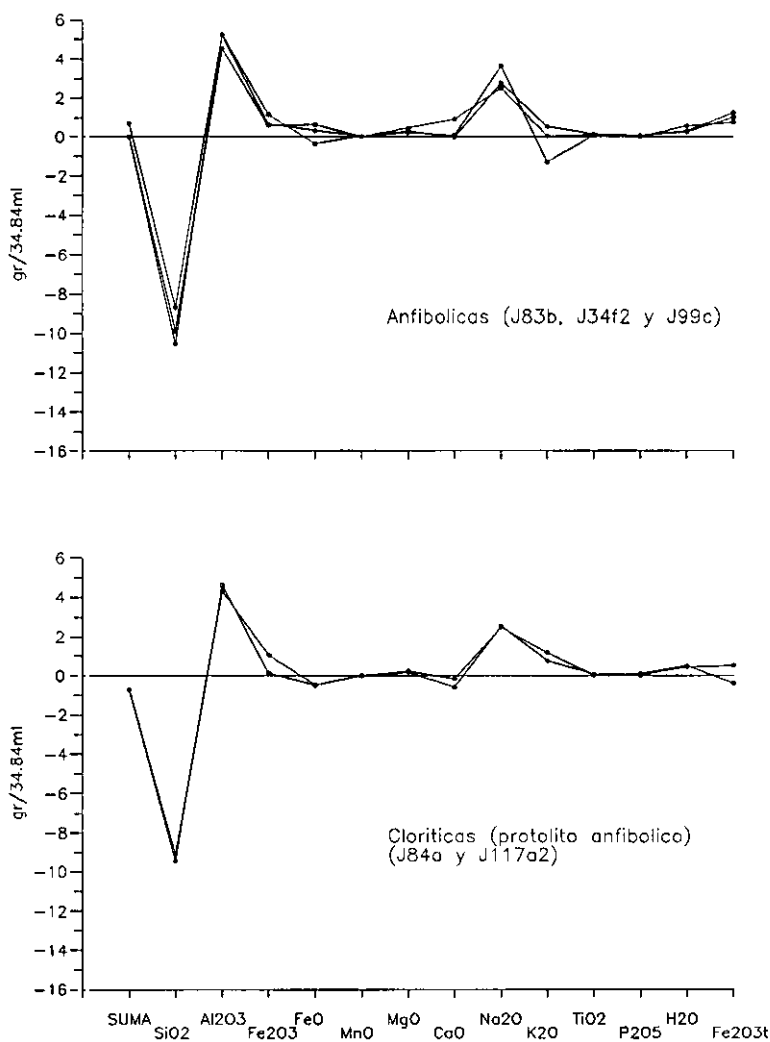
tendencia primaria (dada por VE) definida en el apartado anterior. La pérdida llega a ser de 10.10 gr/34.84 ml en la muestra J34a, la cual presenta visualmente la mayor porosidad de la muestra.



**Figura 5.16.-** Balance de masas (gr/34.84ml) en episienitas piroxénicas hedembergíticas y egrínicas.

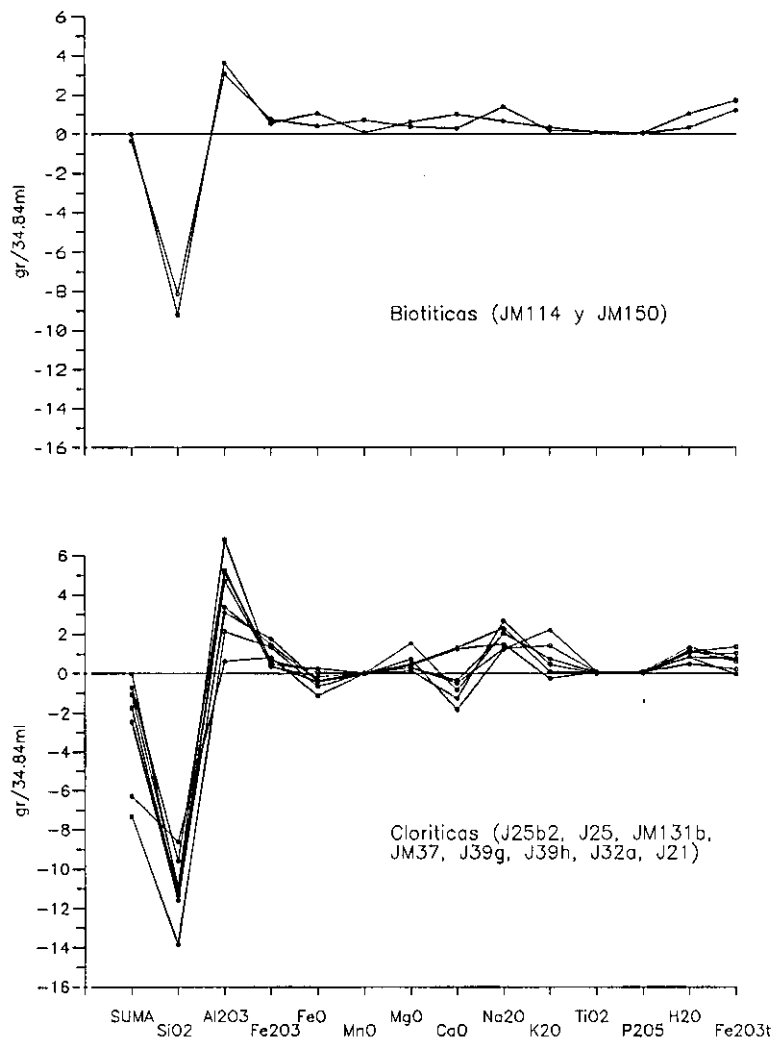
El intercambio absoluto consiste básicamente en una pérdida de  $\text{SiO}_2$  (entre -6.18 (CEC1) y -14.68 gr/34.84 ml (V6)) y una adición de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (entre 6.82 (J39h) y 0.62 gr/34.84 ml (J21) (se trata de un caso anómalo, posiblemente un error analítico, ya que la porosidad que presenta

es menor que en J34a y la mineralogía siempre es muy aluminica) (figuras 5.16, 5.17, 5.18 y 5.19). Hay que hacer constar que la pérdida de  $\text{SiO}_2$  en el proceso siempre es menor que la presente en forma de Cuarzo en el protolito, llegándose como mucho a la pérdida del 49.29% (JM37) de del Cuarzo inicial (anexo 5, tabla 5.9a).



**Figura 5.17.-** Balance de masas (gr/34.84ml) en episienitas anfibólicas y en sus equivalentes cloritizados.

El resto de los óxidos:  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ , P.F.,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ ; participa, con este orden relativo, en menor grado en el proceso de intercambio de masas.



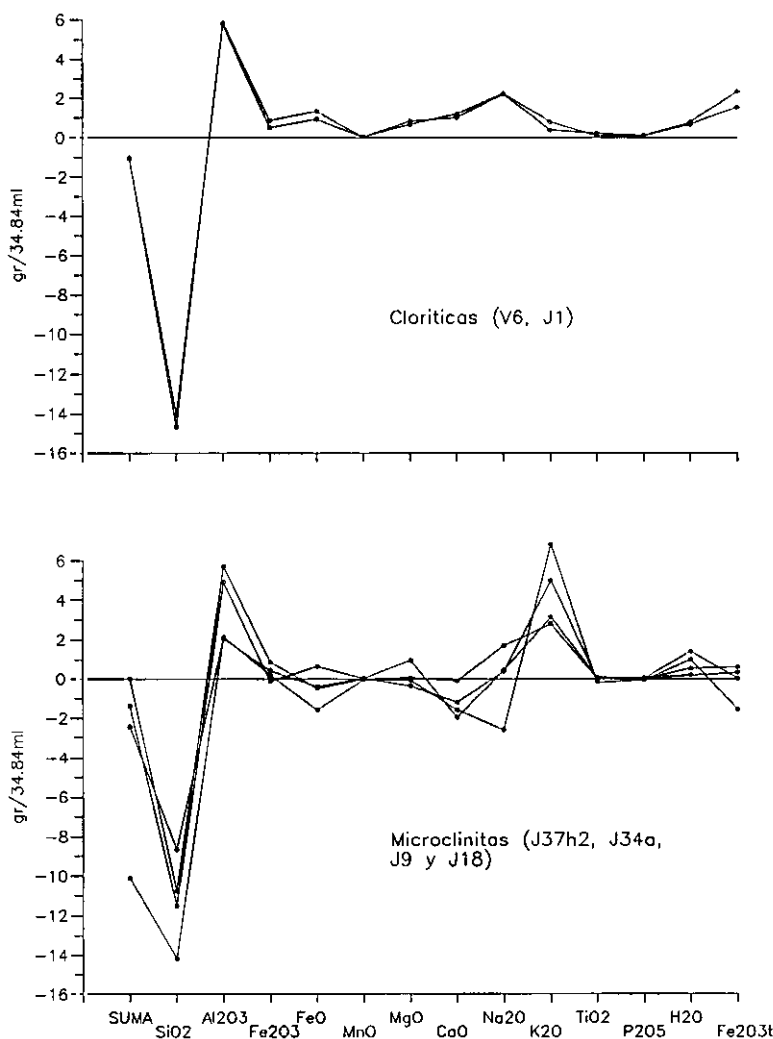
**Figura 5.18.-** Balance de masas (gr/34.84ml) en episienitas biotíticas y cloríticas.

Considerando las distintas tendencias observadas en el análisis factorial, se encuentran las siguientes pautas de intercambio:

Para las episienitas primarias (fig. 5.16, 5.17 y 5.18) se observa incrementos positivos para  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (igualmente para  $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ ),  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  y P.F. (excepto en los tipos piroxénicos egirínicos), con decrecimiento progresivo del incremento de  $\text{Na}_2\text{O}$  al disminuir el grado metasomático, acompañado con incrementos para  $\text{MgO}$ , P.F. y decrecimiento del  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . El  $\text{FeO}$ , al igual que  $\text{K}_2\text{O}$ , pasa de incrementos negativos para los tipos piroxénicos a



incrementos positivos para los anfibólicos y biotíticos, con un incremento progresivamente mayor al disminuir el grado metasomático para el FeO. El CaO tiende a aumentar salvo en algunos casos, tendiendo a mostrar los mayores incrementos en los tipos biotíticos, asociado a la formación de epidota y a la aparición de plagioclasas muy cálcicas.



**Figura 5.19.-** Balance de masas (gr/34.84ml) en episienitas cloríticas cloríticas y microclinitas.

Las facies fuertemente participadas por PII (aquellas con piroxeno dominante) (fig. 5.16) se diferencian de sus equivalentes anfibólicos ± piroxénicos fundamentalmente por su fuerte incremento positivo de CaO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, observándose dos tendencias en función del subtipo,

hedembergítico o egirínico. Así, el término hedembergítico (muestra J37a), si se compara con su equivalente anfibólico  $\pm$  piroxénico (muestra J37j), presenta un espectro similar, diferenciado únicamente de forma apreciable en el fuerte incremento positivo en CaO, FeO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>. Sin embargo presenta diferencias apreciables respecto a los tipos egirínicos, ya que en éstos el mayor incremento positivo se verifica con el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (incorporado en minerales alcalinos), siendo menor para Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Na<sub>2</sub>O; asimismo en esta última el K<sub>2</sub>O presenta un incremento positivo. Los equivalentes anfibólicos  $\pm$  piroxénicos de esta última muestra tienden a presentar espectros similares a las facies de tipo hedembergítico aunque siguen comportándose de forma marcadamente diferente para Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y K<sub>2</sub>O.

Las muestras cloritizadas (figs. 5.17, 5.18 y 5.19) tienden a presentar incrementos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> cada vez menores, de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> progresivamente mayores al igual que para K<sub>2</sub>O, MgO y P.F; y a revertir la tendencia del FeO y CaO, apareciendo incrementos progresivamente negativos.

Las microclinitas presentan características propias de otros procesos de retrogradación (cloritización y argilitización). Como se ha comentado previamente, la posición de las distintas muestras en el hiperplano FII-FIII-FIV respondía a la suma de ambos procesos. La tendencia propia de estos procesos es un progresivo aumento del K<sub>2</sub>O, acompañado por menores incrementos positivos del Na<sub>2</sub>O, que llegan a ser negativos (J34a). El resto de las características parece responder a procesos de cloritización, excepto en J37h2 (fig. 5.19), que presenta un espectro similar a sus equivalente de la asociación plagioclásica (J37j), excepto en los álcalis.

En el balance elemental se comprueba que la base aniónica de las episienitas experimentan modificaciones respecto al protolito, al observarse una pérdida de oxígeno, más o menos constante (alrededor de 2.5 Unidades Molares, U.M.) para las episienitas primarias y creciente cuando los procesos de cloritización se intensifican, llegando a pérdidas de 10.85 U.M. para la muestra J34a (anexo 5, tabla 5.9b).

En otro sentido, a partir de este balance, y si se considera que Si<sup>4+</sup> (Walther y Orville, 1983) y Al<sup>3+</sup> se movilizan como complejos hidratados e hidroxicomplejos respectivamente, ya

que las bajas presiones de formación llevarían a una insignificante presencia de (K,Na)-Al-Si-H<sub>2</sub>O complejos (Eugster and Baumgartner,1987), estos tipos de complejos son responsables, como mínimo, de alrededor del 70% del intercambio catiónico, asociado a cationes metálicos, salvo en los tipos piroxénicos egrínicos, donde este porcentaje mínimo se reduce a aproximadamente el 60%, siempre sin considerar la importancia de los hidroxicomplejos para el transporte de otros cationes metálicos (Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, etc...).

### V.3.b.- Elementos traza.

Los menores analizados (Ga, Th, Nb, Zr, Zn, Cu, Y, Sr, Ba y Rb) en relación con el protolito muestran la distribución (en unidades no normalizadas y normalizadas) resumida en la tabla 5.9.

Elemento	Mínimo	Máximo	Media	E(%)	Mínimo	Máximo	Media	E(%)	n
Ga	<5	55	31	41.9	<5	49	28	42.9	26
Th	9	37	18	33.3	8	33	16	31.3	26
Nb	<5	18	13	30.8	<5	16	12	33.3	26
Zr	22	274	143	46.9	18	246	129	47.3	26
Zn	18	>1000	199	153.3	15	>902	180	154.4	26
Cu	<5	439	33	260.6	<5	402	30	263.3	26
Y	9	74	41	29.3	7	65	37	29.7	26
Sr	44	224	115	45.2	36	207	104	46.2	26
Ba	99	1191	560	52.7	91	1066	504	53.0	26
Rb	93	689	235	47.2	83	562	210	42.9	26

**Tabla 5.9.-** Distribución de menores en episienitas. Las cuatro primeras columnas representan los datos no normalizados (ppm) y las cuatro siguientes los datos normalizados a volumen constante ( $\mu\text{gr}/34.84\text{ml}$ ). La última columna refleja el número de datos.

De estos elementos, el Cu y Zn presentan en algún caso fuertes anomalías que afectan a los valores medios y a sus desviaciones porcentuales. Si se descartan estos valores anómalos, las medias serán 72 ppm y 65  $\mu\text{gr}/34.84\text{ml}$ , con E(%) de 54.2% y 55.4%, para el Zn; y 9 ppm

y 8  $\mu\text{gr}/34.84\text{ml}$ , con E(%) de 77.8% y 75.0%, para el Cu.

Además de estos datos, se dispone de otras medidas puntuales de Li, Ag, Pb y Sn (anexo 5, tablas 5.10a,b).

Del conjunto de elementos con análisis en la alteración y el protolito, se pueden distinguir cinco grupos a partir de las relaciones con el protolito (figs. 5.20 y 5.21):

1) Ba y Sr, fuertemente ligados al protolito granítico.

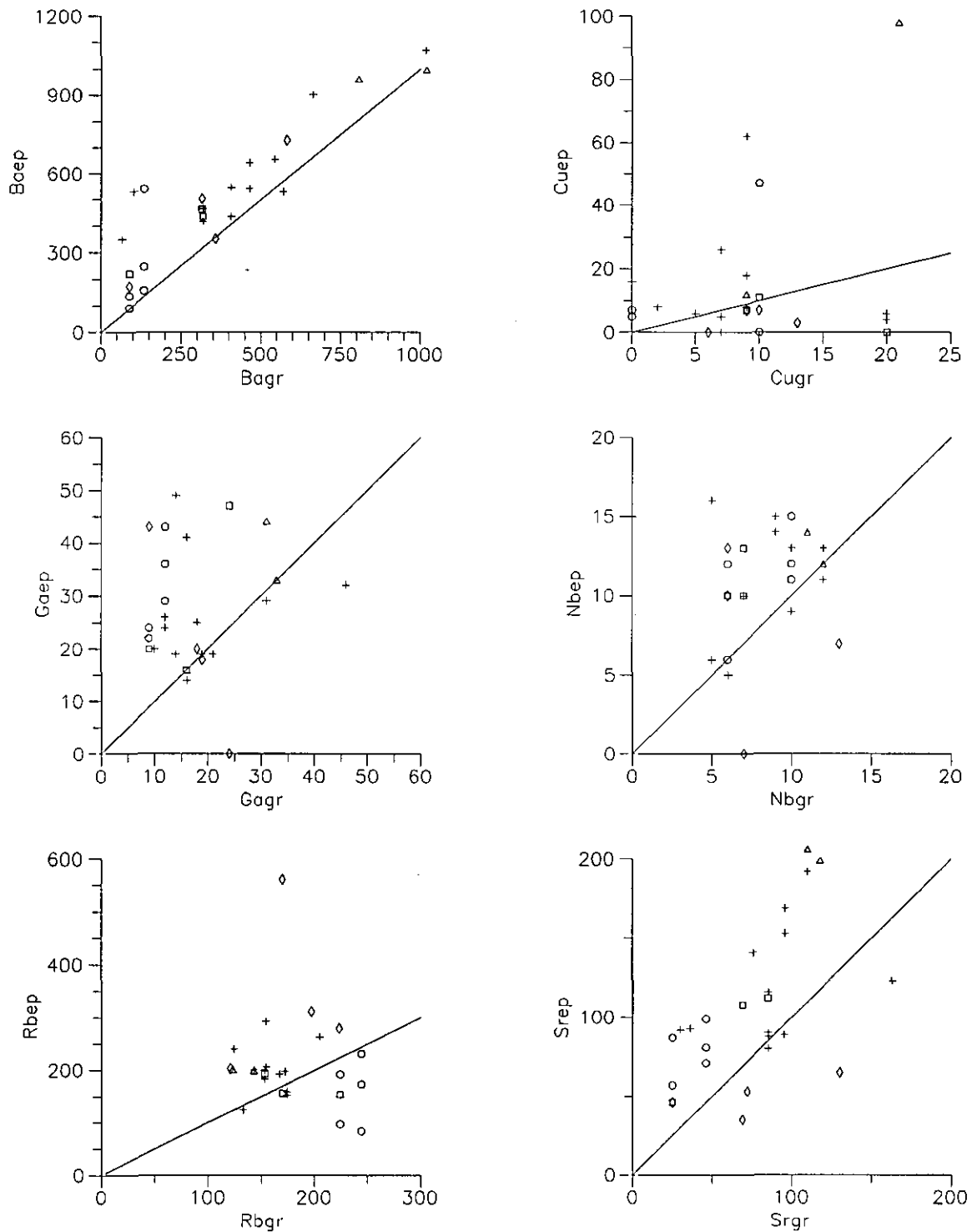
2) Ga, Nb, Zr, Y y Th, con tendencia general al enriquecimiento, ligeramente dependiente del protolito.

3) Cu y Zn, no dependientes del protolito, con valores base de la población más o menos constantes y fuertes anomalías.

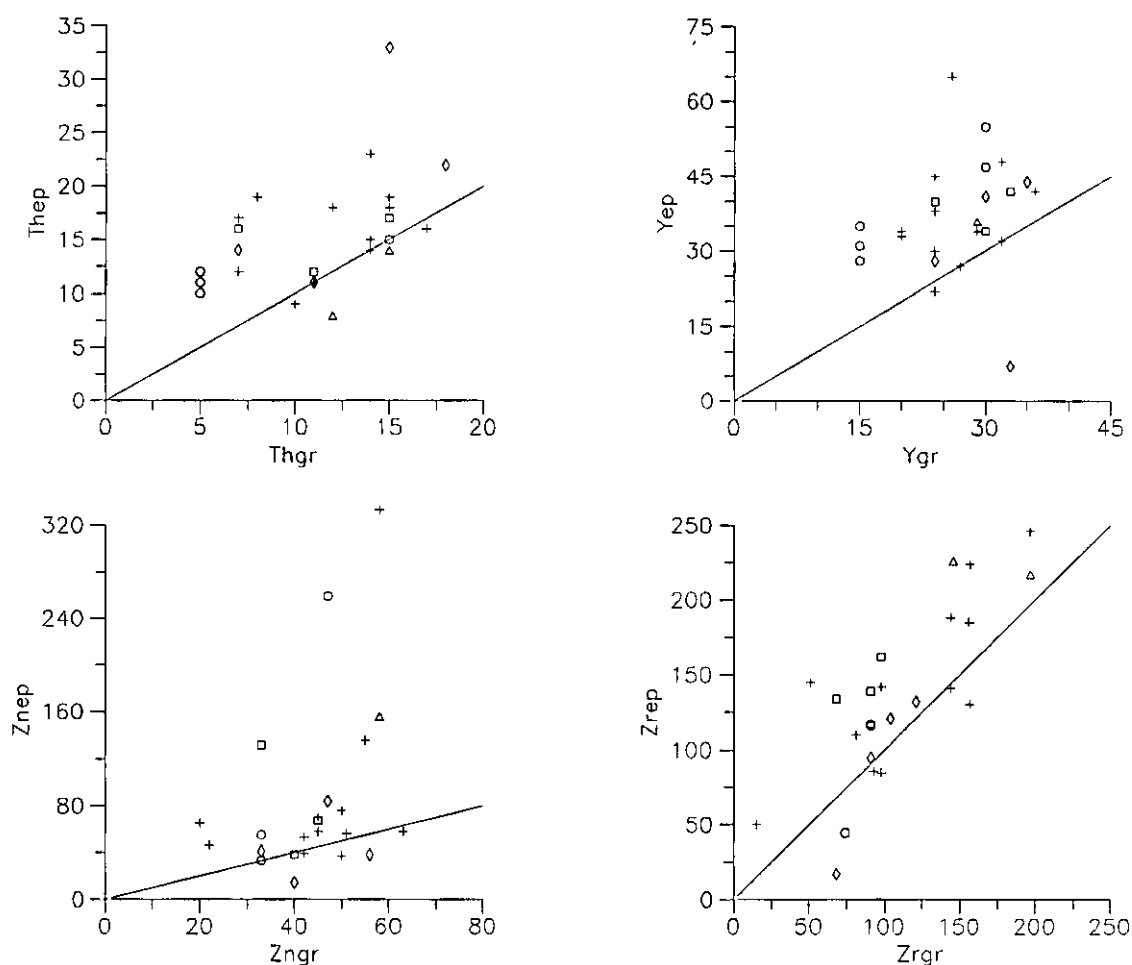
4) Rb, con comportamiento no dependiente del protolito y empobrecimientos en los tipos piroxénicos.

El primer grupo (Ba y Sr) presenta un comportamiento propio, con una evolución lineal con sus contenidos en el protolito. La evolución de estos elementos no está relacionada con evolución de aquellos elementos mayores a los que debieran asociarse por su similar radio iónico o valencia (K y Ca). Así, el coeficiente de correlación del Sr con el Ca (para las episenitas primarias) es muy bajo (0.42) (fig. 5.22).

El Ba está aparentemente ligado al K dado su coeficiente de correlación (0.62), sin embargo se trata de un efecto numérico debido a la elevada variabilidad del Ba (entre 50 y 1200  $\mu\text{gr}/34.84\text{ml}$ ) frente a la relativa invariabilidad del  $\text{K}_2\text{O}$  (entre 1 y 6  $\text{gr}/34.84\text{ml}$ ) (fig. 5.22). No obstante, si parece existir una buena correlación en los tipos microclínicos, excepto para la muestra J18, que presenta un bajo grado de alteración microclínica).



**Figura 5.20.-** Relaciones con el protolito de los contenidos de algunos menores en episienitas. Datos normalizados. Las líneas representan un incremento nulo. Símbolos iguales que en figura 5.8.



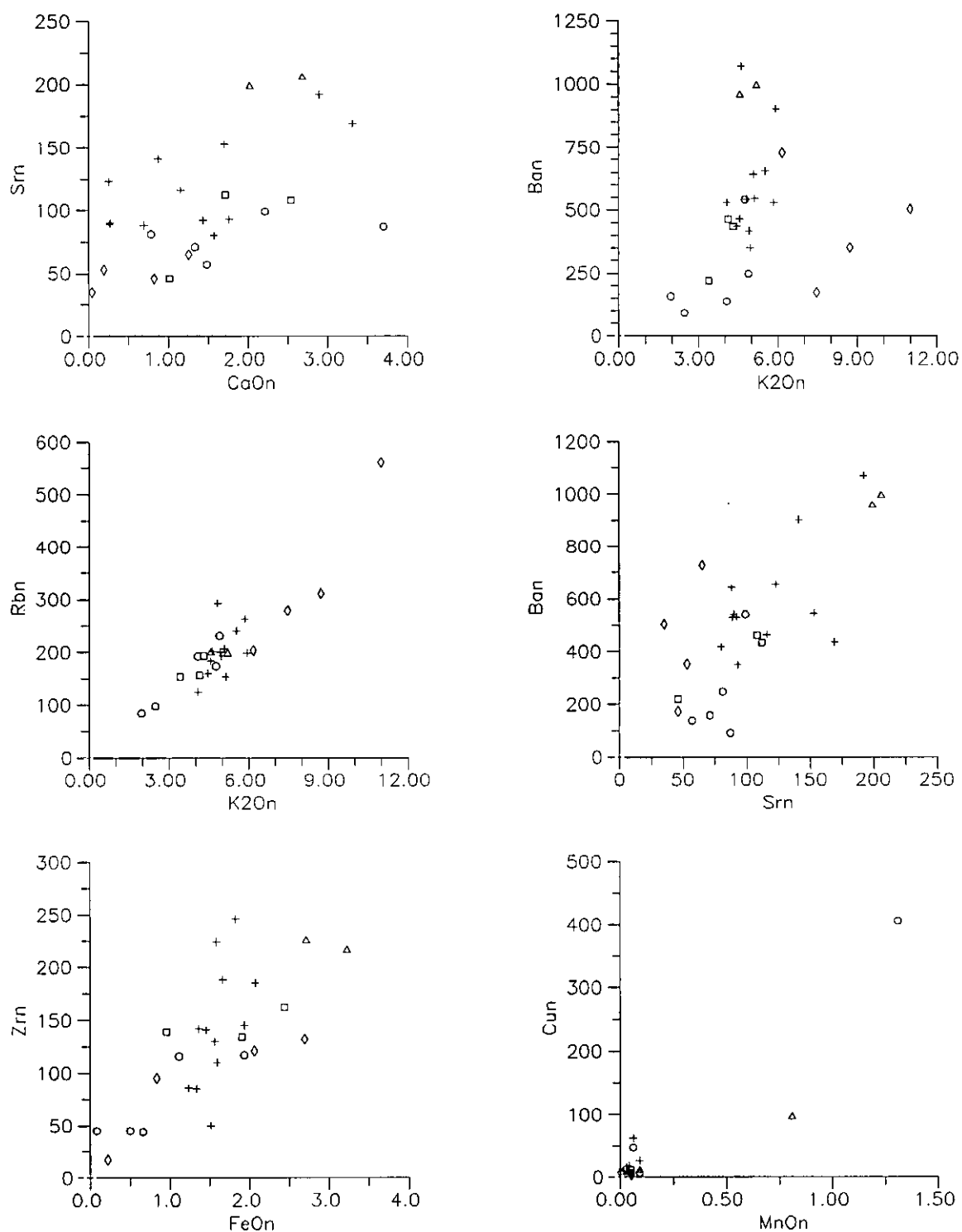
**Figura 5.21.-** Relaciones con el protolito de los contenidos de algunos menores en episienitas. Datos normalizados. Las líneas representan un incremento nulo. Símbolos iguales que en figura 5.8.

El Sr presenta un factor de enriquecimiento aproximadamente constante para los tipos primarios ( $\text{Elem}_{\text{ep}}/\text{Elem}_{\text{gr}} = 1.83$ ) y una tendencia a la pérdida durante la evolución retrógrada. Esta evolución se visualiza tanto en al enfrentarlo a los contenidos en Sr del protolito (fig. 5.20), como al enfrentarlo al contenido en  $\text{SiO}_2$  de las mismas muestras (fig. 5.23). Para los tipos microclínicos la tendencia es al empobrecimiento, tendencia ligada a la microclinización de la plagioclase y posiblemente acentuada por el fuerte estado de retrogradación que presentan tanto la muestra J9 como la J34a.

El Ba presenta una relación al protolito menos uniforme, con un enriquecimiento inferior o nulo. En la figura 5.20, donde se enfrenta los contenidos en Ba de las episienitas con los contenidos en el protolito, se puede observar una tendencia irregular de las muestras cloritizadas a presentar valores máximos; sin embargo, esta tendencia no se observa en la figura 5.23, donde se enfrenta Ba y SiO<sub>2</sub>, ya que se mezclan los tipos primarios y retrogradados.

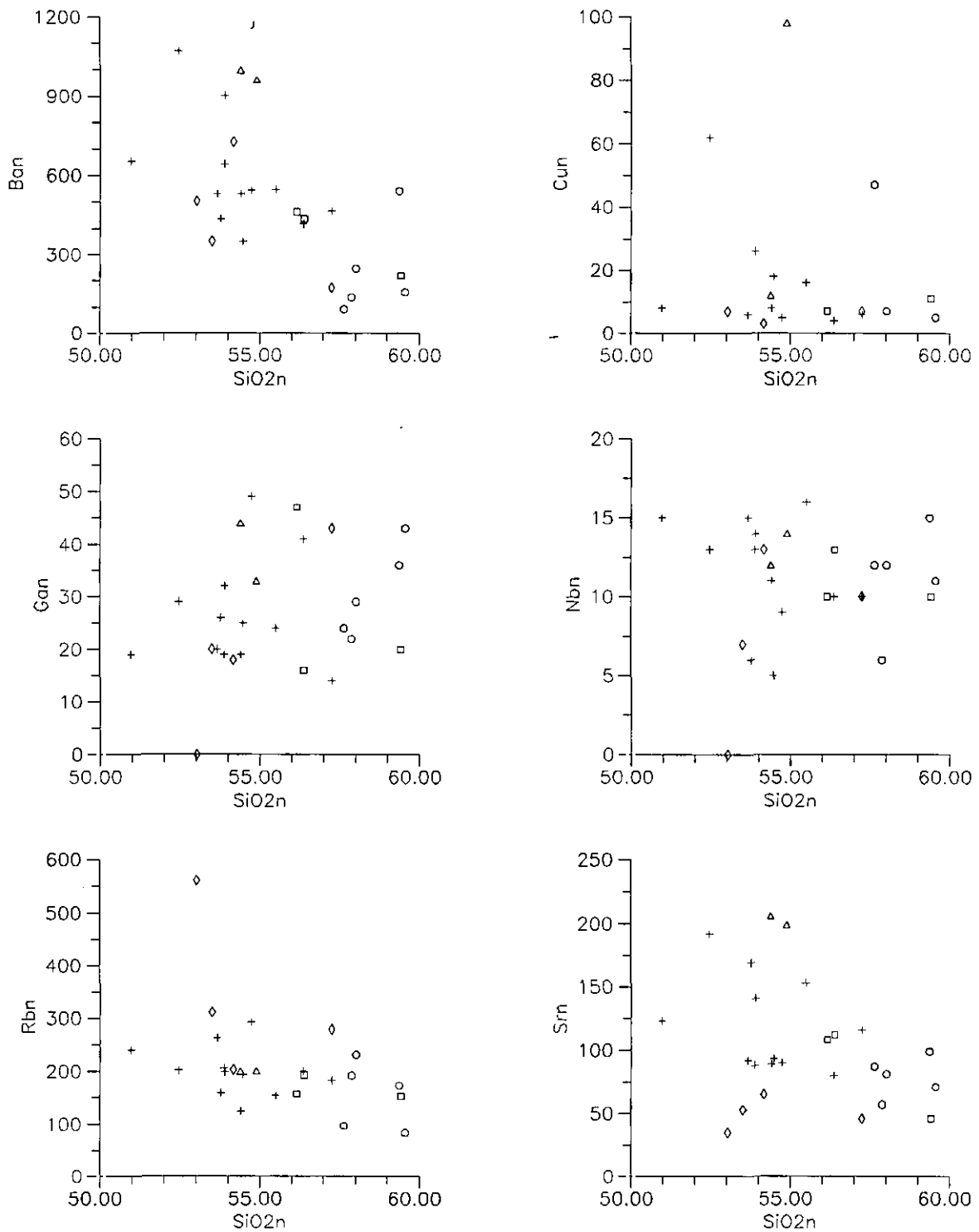
El segundo grupo se caracteriza por agrupar aquellos elementos de alta valencia (+3 y +4) y radios iónicos efectivos muy diferentes (0.62 para Ga<sup>3+</sup> y 1.05 para el Th<sup>4+</sup> en coordinación VIII, **Shannon (1976)**). Estos elementos, habitualmente considerados como inmóviles, presentan una tendencia general al enriquecimiento (fig. 5.20 y 5.21), con una débil relación con el protolito, bien visualizada en el caso del Zr debido a su alta dispersión. El factor de enriquecimiento no es constante y puede llegar a un valor de 3.3 (330%) para el Ga, aunque en general es menor, con valores en torno a 1.5. El comportamiento durante los procesos de retrogradación no está claro, pero se perfilan dos tendencias opuestas. Así, en los diagramas referidos al protolito y al SiO<sub>2</sub> (figs. 5.21, 5.24), la observación de los tipos cloríticos, y teniendo en cuenta que la cloritización se realiza con ligeros empobrecimientos en SiO<sub>2</sub>, puede observarse una tendencia al enriquecimiento para Th y, en menor medida, para el Nb, mientras que Ga, Y y particularmente el Zr presentan una tendencia al empobrecimiento.

El tercer grupo lo constituyen el grupo de elementos divalentes (Cu, Zn), del tipo BOC en la terminología de **Eugster (1984)**, y que se caracterizan por la presencia de fuertes anomalías, relacionadas con el contenido en Mn de la muestra (coeficiente de correlación de 0.93 para el Cu y 0.78 para el Zn (fig. 5.22). Esta correlación está dominada a los valores anómalos de estos elementos ya que los valores de fondo presentan una tendencia a mantenerse constantes (65 µgr/34.84 ml para el Zn y 8 µgr/34.84 ml para el Cu), sin relación con el protolito ni con el grado metasomático (fig. 5.21 y 5.24). En un caso (JM114), estas anomalías podrían relacionarse con la superposición de una etapa tardía (clorititas). Esta anomalía es compartida parcialmente por el protolito (665 µgr/34.84 ml) ya que éste no muestra valores anómalos para el Cu como la episienita (99 µgr/34.84 ml). Sin embargo, en los tipos piroxénicos, no hay evidencias de asociación espacial con procesos hidrotermales tardíos, salvo

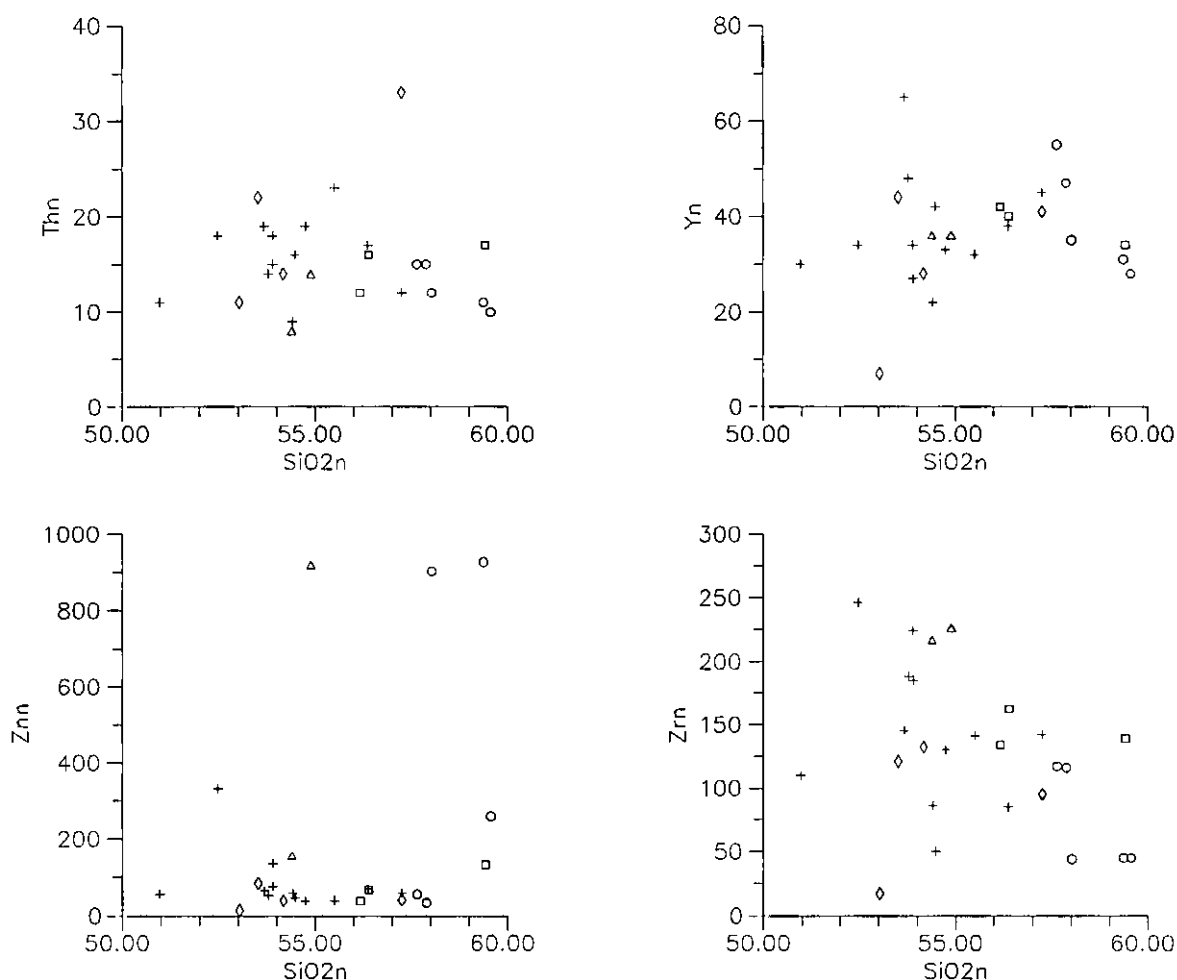


**Figura 5.22.-** Relaciones significativas entre elementos traza y mayores, ambos normalizados a volumen constante.





**Figura 5.23.-** Relaciones entre el contenido en SiO<sub>2</sub> y elementos traza en la muestra analizada. Simbología igual que en figuras anteriores.



**Figura 5.24.-** Relaciones entre el contenido en  $\text{SiO}_2$  y elementos traza en la muestra analizada. Simbología igual que en figuras anteriores.

una etapa de silicificación. En la muestra piroxénica egirínica con piroxeno dominante (CEC3), las anomalías de Cu ( $402 \mu\text{gr}/34.84 \text{ ml}$ ) y Zn ( $1770 \mu\text{gr}/34.84 \text{ ml}$ ) se asocian también a anomalías en Sn ( $242 \mu\text{gr}/34.84$ ), Pb ( $1780 \mu\text{gr}/34.84 \text{ ml}$ ) y Ag ( $13 \mu\text{gr}/34.84 \text{ ml}$ ). En la muestra equivalente con anfíbol dominante (CEC4) sólo es evidente una fuerte anomalía en Zn ( $1309 \mu\text{gr}/34.84 \text{ ml}$ ). Aparte de estos elementos, también es característica una anomalía en Li de estas episienitas, reflejada en una mineralogía peculiar. Los tipos piroxénicos hedembergíticos, con piroxeno dominante, presentan una relativamente débil anomalía en Cu ( $47 \mu\text{gr}/34.84 \text{ ml}$ ) asociada a Sn ( $44 \mu\text{gr}/34.84 \text{ ml}$ ) y un valor relativamente alto en Zn ( $55 \mu\text{gr}/34.84 \text{ ml}$ ).

El Rb es el único elemento analizado que depende claramente del grado metasomático alcanzado. Esta relación es poco aparente respecto al  $\text{SiO}_2$  (fig. 5.23), pero es muy perceptible frente al  $\text{K}_2\text{O}$  (fig. 5.22), con una estrecha relación, tanto para los tipos plagioclásicos (primarios y cloríticos) como para las microclinitas. Sin embargo, el coeficiente de correlación para los tipos episieníticos primarios es relativamente bajo (0.60), posiblemente debido a la escasa dispersión de los valores de  $\text{K}_2\text{O}$ .

### **V.3.c.- Tierras Raras (TR).**

Las Tierras Raras analizadas (anexo 5, tablas 5.11a,b) presentan las siguientes características:

1)  $\Sigma\text{TR}$  entre 59.06 y 247.68 ppm., con un valor medio de 176.63 y E(%) de 26.88, para los análisis sin normalizar y entre 48.16 y 228.69  $\mu\text{gr}/34.84\text{ ml}$ , con media en 159.94 y E(%) de 27.35, para los análisis normalizados a volumen constante.

2) Valores de  $\text{La}/\text{Yb}_{\text{CN}}$  comprendidos entre 4.43 y 14.47, valor medio en 8.13 y E(%) de 34.66.

3) Valores de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{CN}}$  comprendidos entre 0.16 y 0.45, valor medio en 0.33 y E(%) de 26.87.

4) Valores de  $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{CN}}$  comprendidos entre 0.97 y 1.27, media en 1.15 y E(%) de 8.05.

Estos valores, pocos explícitos, se dan a efectos descriptivos.

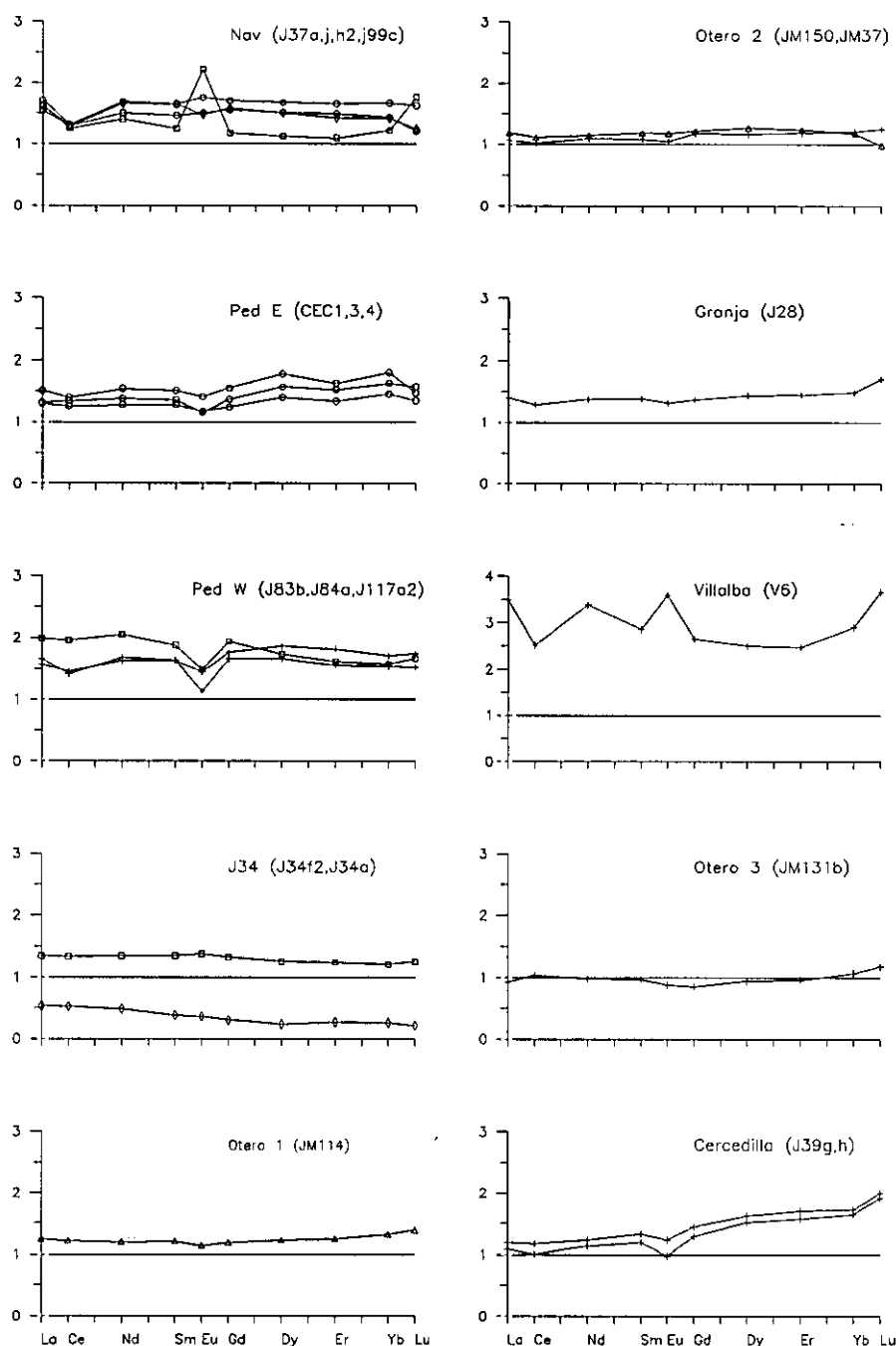
#### **V.3.c.1.- Normalización al protolito. Características.**

La bibliografía indica que, para episienitas no mineralizadas, los factores medios de enriquecimiento en TR tienden a ser nulos (Leroy y Turpin, 1988), Cathelineau (1987), Maruejol (1989) o menores a la unidad (Cathelineau, *op.cit*). Sin embargo, el conjunto analizado se caracteriza por un enriquecimiento en TR casi general, excepto en dos casos: J34a y JM131b (anexo 5, tabla 5.12) (fig. 5.25). El factor de enriquecimiento medio (definido como  $\Sigma T.R._{ep}/\Sigma T.R._{gr}$  sobre datos normalizados a 34.84 ml) es de 1.38 con una desviación porcentual del 32.67%. Este factor de enriquecimiento varía en función del tipo episienítico. Si se considera aquellas muestras que definen la evolución episienítica primaria (vector VE) (J37j, J83b, J34f2, JM114, y JM150), se puede observar un decrecimiento (más o menos regular) de este factor, desde 1.35 a 1.14 (muestras J37j y JM150, respectivamente) al disminuir el grado metasomático; esta tendencia queda rota por J83b, con un fuerte factor de enriquecimiento (1.95), que se refleja también en sus equivalentes cloritizados (J84a y J117a2). En cambio, los procesos de cloritización implican una disminución de este factor, como se puede observar en aquellos sistemas en los que se conservan tipos primarios junto a tipos retrogradados (J83b, JM150).

Estas discrepancias respecto a los datos bibliográficos se explican por el mecanismo de normalización elegido. Así, si se considera Al constante, como los autores anteriormente citados asumen, el Fv de 0.70 implicaría una reducción de los datos normalizados en un 30%, reducción que explicaría un factor de enriquecimiento nulo o menor que la unidad.

Por otra parte, los tipos primarios se caracterizan por relaciones  $La/Yb_{RN}$  (normalizadas al protolito) muy próximas a 1.0, salvo otra vez el caso de la muestra J83b, siendo mayores que 1.0 para los tipos piroxénicos y anfibólicos e iguales o ligeramente inferiores a la unidad para los tipos biotíticos.

Las episienitas cloríticas presentan relaciones  $La/Yb_{RN}$  inferiores respecto a sus equivalentes primarios. Esta tendencia a aumentar el fraccionamiento negativo se observa también así mismo en las episienitas retrogradadas, para las que no se tiene referencias en la asociación



**Figura 5.25.-** Espectros de TR normalizados al protolito. Se mantiene la simbología de la figura 5.8.

primaria (muestras J39g y J39h). En cambio, la muestra V6 presenta un fuerte fraccionamiento positivo (1.41), asociada a un espectro muy irregular. Los tipos piroxénicos egrínicos

presentan así mismo un fraccionamiento negativo respecto al protolito.

Respecto al Eu, la relación  $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{RN}}$  oscila entre un valor algo superior a la unidad para los tipos piroxénicos hedembergíticos a valores ligeramente inferiores a la unidad para las episienitas anfibólicas y biotíticas. Las excepciones las presentan la muestra J83b, con una fuerte anomalía negativa (0.78) y la muestra J99c, con una fuerte anomalía positiva (1.84). Los tipos piroxénicos egirínicos tienden a dar anomalías negativas pronunciadas (hasta 0.84). Esta relación tiende a disminuir con los procesos de cloritización, excepto para la muestra V6, que presenta una relación de 1.31.

Las anomalías de Ce ( $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{RN}}$ ) también tienden a ser ligeramente negativas salvo en los tipos piroxénicos hedembergíticos, donde se acentúan (hasta 0.77), y en la muestra V6 (0.73).

Respecto a las microclinitas, se dispone de dos muestras: J37h2, asociada a tipos piroxénicos hedembergíticos, y que no presenta diferencias acusadas respecto a su equivalente plagioclásico (J37j), salvo en la ligera anomalía negativa de Eu; y J34a, con la componente de retrogradación más acusada de toda la muestra, lo que determina su relación de incremento de 0.47.

### V.3.c.2.- Significado de los espectros de TR.

En procesos de interacción fluido-roca, los espectros de TR de la roca alterada (Bau y Möller, 1991) están controlados por el espectro de TR del fluido, dependiente a su vez de: a) la naturaleza de la roca fuente; b) la adsorción en superficies minerales; y c) la naturaleza de la especiación acuosa; y por los procesos de precipitación-disolución

La normalización de estos espectros al protolito ( $\text{TR}_{\text{RN}}$ ) permite deducir algunas características químicas del fluido que interacciona con él.

Los datos de **Burt (1989)** muestran que los únicos minerales con capacidad de fraccionamiento de los espectros de TR presentes en los tipos episieníticos primarios son allanita y monacita, por parte de los minerales de TR, y apatito, epidota y circón, para minerales no específicos de TR. El resto de la mineralogía que, aparte de no fraccionar significativamente, suelen presentar espectros de TR normalizados al condrito bajos, pueden en base a su alto contenido en las rocas ser responsables de buena parte del contenido total de TR. Este hecho se observa en la muestra J34a, prácticamente una roca feldespática (microclinita), donde la mineralogía melanocrata prácticamente ha desaparecido, y que muestra una relación de incremento de 0.47.

La observación de los espectros de los tipos biotíticos y cloríticos (fig. 5.25) permite deducir que el espectro de  $TR_{RN}$  de estas rocas es sólo el producto de las relaciones de TR del fluido y que su precipitación, de acuerdo con la predicción de **Sverjensky (1985)** para el comportamiento de los elementos traza en soluciones hidrotermales, sólo depende de la estabilidad de éstas en el fluido, sin restricciones impuestas por la mineralogía formada, ya que, para asociaciones minerales similares, y partiendo de factores de fraccionamiento al condrito muy diferentes (8.75 para J25b2 y 14.93 para JM150), los factores de fraccionamiento al protolito prácticamente son iguales a 1.0 (0.96 para J25b2 y 0.98 para JM150), no existiendo una convergencia hacia un posible factor de fraccionamiento impuesto por la mineralogía común.

Respecto a los factores que controlan el comportamiento de las TR en el fluido, **Wood (1990)** estima que por encima de 200°C y presiones marcadas por la curva líquido-vapor, el acomplejamiento de TR es total y en forma de complejos neutros. Esta característica implica que para procesos de alta temperatura y bajas presiones la influencia de los procesos de adsorción sobre el contenido en TR del fluido responsable de la alteración estudiada (siempre por encima de 350°C para los tipos primarios) es mínima. Esta asunción, en cierta medida, no es compartida por **Bau (1991)**, el cual considera que **Wood (op. cit.)** sobreestima la estabilidad de los complejos de TR al no considerar la existencia de cationes competidores para las bases aniónicas; sin embargo, este autor sólo llega, implícitamente, a considerar la existencia de TR

parcialmente disociadas hasta los 300°C, inferior a la mínima temperatura de interés en los procesos de episienitización.

Considerando estos hechos, los espectros de TR en las alteraciones estudiadas (siempre para las episienitas primarias) son consecuencia de la naturaleza de la especiación en el fluido y de las características del área fuente. El hecho de que los espectros normalizados al protolito den factores de fraccionamiento muy próximos a 1.0 indica que se trata de sistemas locales, con fluidos equilibrados con la misma roca que posteriormente altera. Este hecho se refuerza al observar el espectro de la muestra V6, que aunque se trate de una episienita clorítica, en parte preserva las características de la alteración primaria. Esta muestra presenta un factor de fraccionamiento de 1.41, muy alejado de la tendencia general, sin embargo, al tratarse de un pequeño cuerpo leucogranítico de forma laminar (con un factor de fraccionamiento al condrito de 3.64), el fluido debiera estar equilibrado con el monzogranito regional, con un factor de fraccionamiento al condrito próximo a 6.04 (análisis 220 de **Brandebourger (1984)**). El factor de fraccionamiento al condrito de la episienita es de 5.06, el cual tiende a igualarse con este último factor. Este hecho también explicaría el alto coeficiente de enriquecimiento de esta muestra (2.84) ya que el  $\Sigma TR$  del leucogranito es de 69.11 y el cuarzomonzogranito regional tiene valores alrededor de 122.71 (estimado a partir del análisis 220 y un peso específico de 2.64). Esta explicación también podría ser la causa del alto coeficiente de fraccionamiento al granito y del alto coeficiente de enriquecimiento de la muestra J83b (1.26 y 1.95 respectivamente), ya que, aunque se da para el protolito una relación  $La/Yb_{CN}$  de 5.79 (análisis J83a), éste realmente tiende a presentar valores más altos: 8.1 y 10.01 (análisis P2 y P3 de **Pérez-Soba (1991)**) y también mayores  $\Sigma TR$  (117 y 129).

El débil fraccionamiento observado en los espectros en TR puede ser el resultado de la ligera modificación de las condiciones físico-químicas del fluido, que controla los cambios de estabilidad relativa entre los complejos de TR en base a su radio iónico, o heterogeneidades en la roca madre respecto al protolito. En contra a lo propuesto por **Wood (1990)**, la importancia de los F-complejos en el transporte de TR para estos procesos parece ser menor, como se observa al comparar las muestras J37a y J37j, ambas pertenecientes al mismo sistema local de



alteración. La primera presenta fluorita en su paragénesis, lo cual implica un decrecimiento drástico de la  $aF^-$  en la solución y, teóricamente, tendría que dar lugar a un fuerte enriquecimiento en TR del precipitado; el enriquecimiento diferencial observado (aproximadamente un 17% mayor en J37a que para J37j) si bien alto, no implica una preponderancia del transporte de TR como F-complejos; por otra parte, la evidencia mineralógica indica una presencia menor del F a menor temperatura en la solución. Respecto al resto de complejos que podrían ser responsables del transporte, la ausencia de  $CO_2$  en las inclusiones fluidas asociadas a estas rocas parece invalidar su participación, quedando sólo  $Cl^-$ ,  $OH^-$  y  $PO_4^{3-}$  como posibles responsables. Si bien **Wood (op. cit.)** en su discusión no considera los grupos  $OH^-$ , en contra de sus conclusiones teóricas, existen ciertos datos que inducen a no subestimar la importancia de los OH-complejos como responsables del transporte de TR:

a) Como se ha demostrado previamente, el intercambio catiónico en estos procesos está dominados por hidroxicomplejos salvo para la sílice. Esta evidencia se refuerza dado los altos pH inferidos en los procesos de episienitización (ver capítulo 8).

b) Si la roca fuente es el protolito (excepto en el caso de J83b como se vio anteriormente), los factores de fraccionamiento serán consecuencia de los cambios de las condiciones físico-químicas (P-T) del fluido, y por tanto, de los cambios en las constantes de estabilidad de las TR. Suponiendo que los OH-complejos dominan el sistema, cualquier disminución de temperatura del fluido, considerada a P constante, conducirá a un aumento relativo de la estabilidad de las TR (**Wood, op. cit.**) ligeras respecto a las pesadas en el fluido y, por tanto a espectros con fraccionamiento negativo. Por otro lado, la disminución de presión en el fluido conducirá a un aumento de la estabilidad de los complejos acuosos (**Brimhall y Crerar, 1987**) y por tanto, a espectros fraccionados positivamente. Si se observan los espectros de las muestras incluidas en la asociación primaria, los espectros presentan fraccionamiento positivo para los tipos piroxénicos y anfibólicos y, una tendencia al fraccionamiento negativo para los tipos biotíticos. En el primer caso, podrían señalar decrecimientos de presión predominantes, lo que parece estar de acuerdo con el hecho de que los minerales hidratados de estas muestras tengan relaciones isotópicas para el hidrógeno bajas, lo que implica relaciones

fluido-roca en el área fuente bajas y posiblemente, estén relacionadas con ambientes muy cerrados a relativamente altas presiones. En cambio, para los tipos biotíticos, las relaciones de D son meteóricas, lo que implica relaciones fluido-roca más elevadas y un sistema más abierto, lo que se traduce en menores caídas de presión entre el área fuente y el canal de salida.

Por otra parte, aunque se conoce muy poco de complejos acusos fosfatados, tanto Cathelineau (1987b) y Gieré y Willians (1992) consideran su participación en el transporte de TR, y la presencia de apatito en todas las litologías estudiadas podrían apoyar su implicación en estos procesos.

Las muestras cloritizadas, como anteriormente se ha expuesto, tienden a dar factores de fraccionamiento progresivamente negativos, y  $\Sigma$ TR menores a los de la asociación primaria. Este hecho indica que son resultado de un proceso de disolución, de acuerdo a las características previamente descritas del proceso de retrogradación. Los factores de fraccionamiento negativos pueden explicarse por la asociación de dos procesos:

1) Disolución de minerales con espectros fraccionados positivamente: Esfena siempre y epidota y allanita para casos extremos.

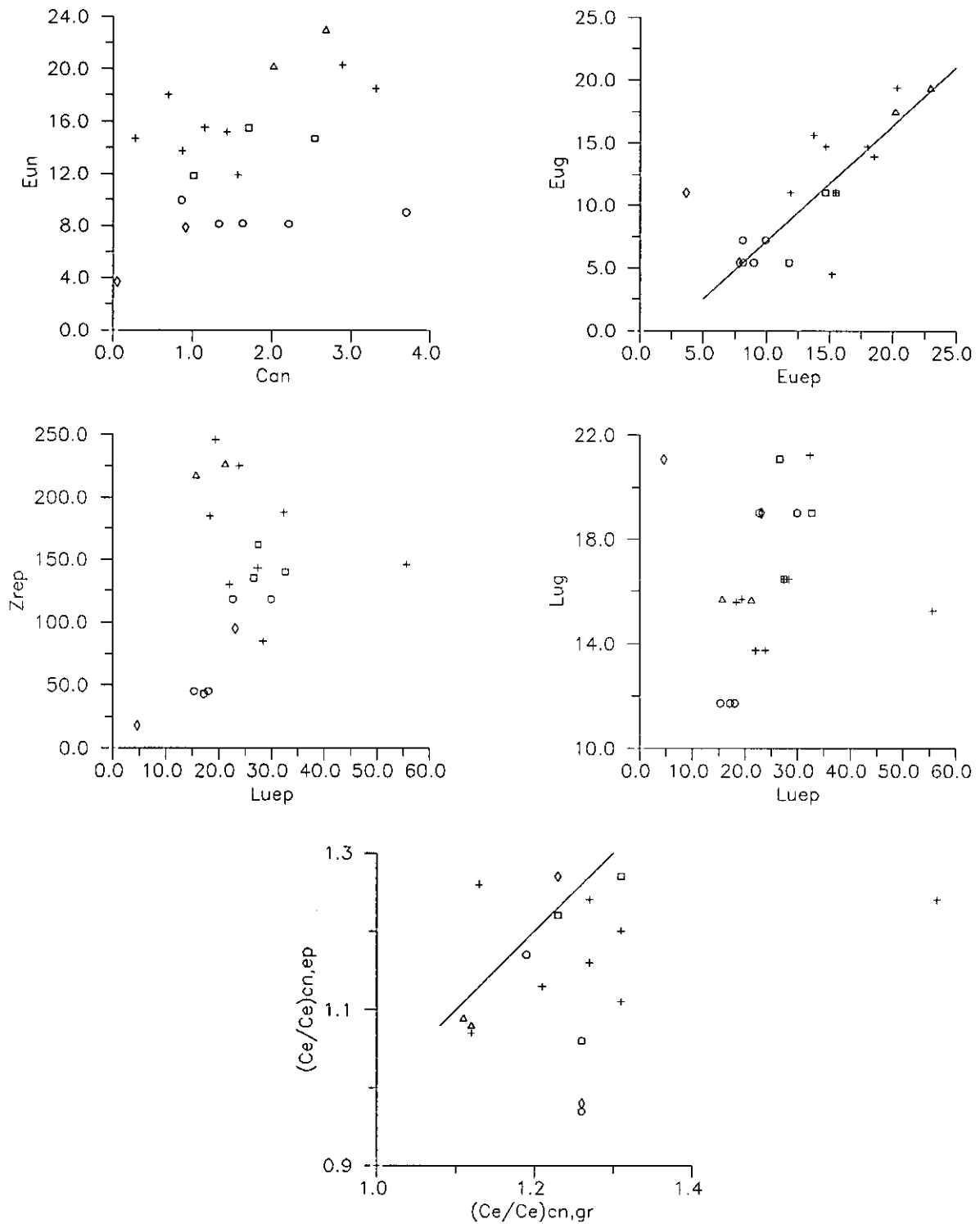
2) Aumento de la importancia de complejos clorurados, lo cuales tienden a acomplejar preferencialmente la TR ligeras (Wood, 1990).

Cuando el proceso es extremo el espectro resultante es consecuencia de la estabilidad de las fases presentes en la roca. Así, la muestra J34a, prácticamente constituida por microclina, presenta un espectro ligeramente fraccionado positivamente semejante a los encontrados en la bibliografía (Graunch, 1989; Schaltegger et al, 1990).

Sverjensky (1984) estima, considerando la fuerte dependencia del estado de oxidación del Eu con la temperatura, el estado redox de la mayor parte de los sistemas naturales y la posible influencia del acomplejamiento en la estabilidad de la forma oxidada, que por encima

de 250°C el Eu siempre se presentará en su estado reducido; este límite inferior coincide aproximadamente con los calculados por **Wood (1990)** (200-250°C), **Bau y Möller (1991)** y **Bau (1991)** (200°C para una P de 0.5 kbars). A partir de estos datos, el Eu presente en los sistemas estudiados ( $T \geq 350^\circ\text{C}$  para los tipos primarios) siempre presentará su estado reducido y, por tanto, un comportamiento, en principio, distinto al de las TR trivalentes. Sin embargo, la normalización al protolito de las muestras que definen la alteración primaria revela escasas anomalías de Eu, salvo en los casos de las muestras J99c y J83b y, considerando que a pesar de estar retrogradada, conserva parte de sus características primaria debido a los fuertes cambios iniciales, la muestra V6. Sin embargo, si se considera que el fluido responsable de la episienita V6 estaba originalmente equilibrado con una adamellita similar a la muestra 220 de **Brandebourger (1984)**, esta anomalía positiva se explica por la relación  $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{CN}}$  en la muestra 220 de 0.42, superior a la de la muestra V8 (0.24) lo que conducirá a un sobre-enriquecimiento en Eu sobre el resto de las TR en el espectro normalizado al leucogranito (V8). La misma explicación podría presentar la muestra J83b, con  $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{CN}}$  en la muestra J83a (cuarzomonzogranito de referencia) de 0.52 y  $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{CN}}$  para las muestras P2 y P3 de **Perez-Soba (1991)** de 0.40 y 0.41 respectivamente, lo cual conduciría a anomalías negativas. Para el caso de la muestra J99c tal vez podría ser la explicación, ya que se trata de una muestra bastante alejada del punto de recogida del granito de referencia (J37g) y los espectros de TR en cada punto del cuerpo plutónico pueden suficientemente diferentes como para dar espectros anómalos. Según **Burt (op. cit)**, el  $\text{Eu}^{2+}$  entra en las redes cristalinas mediante su sustitución por  $\text{Ca}^{2+}$ , por lo que este catión debiera controlar la aparición del Eu; sin embargo, como se observa en la figura 5.26, la relación entre  $\text{Eu}^{2+}$  y  $\text{Ca}^{2+}$  no es lineal, lo que si ocurre para la relación  $\text{Eu}_{\text{ep}}/\text{Eu}_{\text{gr}}$ . Por otra parte, puede observarse que la muestra V6 da valores anormalmente bajos, pero se situaría alrededor de la recta refiriéndolo al análisis 220, con  $\text{Eu}_{\text{CN}} = 13.55$ . La tendencia del proceso de retrogradación sería la de perder Eu, posiblemente asociada al proceso de pérdida en Ca.

Respecto a otras TR que podrían presentar un estado dual de oxidación con valencia 2 y 3 (Yb, presentándose como  $\text{Yb}^{2+}$  para  $T \geq 300^\circ\text{C}$  según **Wood (1990)** y  $T \geq 420^\circ\text{C}$  a  $P = 1$  kbar para **Bau y Möller (1991)**; Sm, con límite inferior en  $400^\circ\text{C}$  para el estado reducido



**Figura 5.26.-** Relaciones significativas de los contenidos en algunas TR en episienitas con otros elementos (mayores o traza) o con sus contenidos en el protolito.

según **Wood (op. cit.)**, no se observan fraccionamientos significativos en las  $TR_{RN}$  salvo para el Yb, asociada a una anomalía más significativa de Lu y que aparece de forma irregular. Las anomalías de Lu (J83b, J99c, V6, JM150) no tienen una justificación clara, ya que el Lu contenido en las muestras no está claramente relacionado con la cantidad de circón presente en las rocas (fig. 5.26) y, aunque "grosso modo" regulado por el protolito, presenta una distribución algo irregular respecto a éste (fig. 5.26).

Respecto al Ce, con dos posibles estados de valencia:  $Ce^{4+}$  y  $Ce^{3+}$ , no hay estimaciones acerca de los límites entre ambos estados aunque **Wood (op. cit.)**, por equivalencia con el Eu, considera que la importancia del estado cuatrivalente podría decrecer con la T y aumentar con la presión. En este sentido, si se compara  $Ce/Ce_{CN}^*$  de las episienitas respecto a los de su protolito (fig. 5.26), se observa una preservación de la anomalía para los tipos cloríticos y anfibólicos y una desaparición de esta para los tipos piroxénicos, lo cual podría indicar un estado casi totalmente trivalente para las condiciones térmicas de estos tipos ( $\approx 600^\circ C$ ). Para la muestra V6, la fuerte anomalía negativa se explicaría por un  $Ce/Ce_{CN}^*$  de aproximadamente 1.11 para el monzogranito encajante; y la anomalía de la muestra JM131b, ya con  $\Sigma TR_{cp}/\Sigma TR_{gr}$  anormalamente bajos, podría explicarse por discrepancias entre la episienita y el protolito escogido, el cual se sitúa a gran distancia de ella. Así mismo, se observa una irregular tendencia a disminuir  $Ce/Ce_{CN}^*$  con los procesos de retrogradación.

Hasta ahora no se ha considerado los tipos piroxénicos egrínicos, los cuales presentan como características más diferenciadoras una relación  $La/Yb_{RN}$  negativa, posiblemente debida a la acción predominante de complejos fluorados, y la preservación de los valores de  $Ce/Ce_{CN}^*$  en concordancia con el alto estado de oxidación que presentan estas muestras.

***CAPITULO VI***  
***GEOQUIMICA DE ISOTOPOS ESTABLES***

Los principales objetivos planteados en el estudio de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno sobre minerales en las episienitas son:

1.- Establecimiento de la existencia de estados de equilibrio/desequilibrio isotópicos con fines termométricos.

2.- Determinación de la naturaleza del fluido.

3.- El tercer objetivo es subsidiario y sólo parcialmente tratado debido a la naturaleza del muestreo. Consiste en la valoración de algunos aspectos cinéticos de la alteración.

#### VI.1.- MUESTREO.

El estudio se ha realizado sobre el mayor número posible de minerales en 13 muestras, pertenecientes a los distintos tipos episieníticos encontrados (tabla 6.1).

<p>J37a.- Piroxénica. Px(Hd) <math>\pm</math> Anf(Hs).  J37j.- Piroxénica. Anf(Hs) <math>\pm</math> Px(Hd).  CEC4.- Piroxénica. Anf(Rb) <math>\pm</math> Px(Eg).  J83b.- Anfibólica.  J83e.- Clorítica (anfibólica).  J34f2.- Anfibólica.  J135.- Biotítica.  J126.- Biotítica.  J133a.- Clorítica (anfibólica).  J130b.- Clorítica (anfibólica).  J25.- Clorítica (biotítica).  JM37.- Clorítica (biotítica).  J37h2.- Microclinita.</p>
---

Tabla 6.1.- Clasificación petrográfica de las muestra analizadas. El tipo situado entre paréntesis corresponde al protolito para los tipos cloríticos.

# VI.- GEOQUIMICA ISOTOPOS ESTABLES

MUESTRA	MINERAL	$\delta O$	$\delta D$	H <sub>2</sub> O	XCa	XNa	XK	XAl	XMg	XFe <sup>2+</sup>	XFe <sup>3+</sup>	XTi	XP <sub>s</sub>	MALLA
J37a	Fd	4.61			.08	.64	.28							.15/.21
	Hd	4.30												.15/.21
	Mt	0.00												.15/.21
J37j	Fd	6.38			.03	.64	.32							.15/.30
	Hd	3.60												.15/.30
	Mt	-1.35												.15/.30
	Hs	3.93	-100	0.86				.04	.17	.61	.16	.02		.15/.30
CEC4	Fd	0.10			.01	.66	.33							.20/.30
	Eg	-5.00												.15/.20
	Mt	-8.40												.15/.20
	FCMS	-2.90												.15/.20
	Bt	-4.50												.15/.20
J83b	Fd	6.52			.03	.66	.31							.15/.30
	Hs	1.90	-89	1.10				.05	.30	.58	.07	.00		.12/.30
	Epd	-0.34											.26	.15/.30
J83e	Fd	6.20			.12	.48	.39							.15/.21
	Hb	2.20												.15/.21
J34f2	Fd	6.91			.07	.50	.42							.15/.30
	Hs	0.66	-86	1.19				.06	.33	.48	.13	.01		.12/.15
	Bt	-0.91	-71	2.53				.04	.28	.54	.06	.08		.12/.15
J130b	Fd	7.00			.03	.66	.31							.15/.30
	Hb	4.70						.07	.34	.51	.08	.00		.15/.30
	Cta	0.80												.15/.30
J126	Fd	10.38			.02	.54	.44							.15/.30
	Bt	3.47	-63	1.66				.13	.25	.49	.08	.05		.15/.30
J135	Fd	2.51			.08	.82	.10							.15/.21
	Bt	-3.47	-75	2.00				.11	.34	.51	.00	.04		.15/.21
	Epd	-1.12	-41	1.15									.25	.15/.21
J133a	Fd	2.60			.06	.86	.07							.15/.21
	Act	0.47	-77	1.25				.10	.31	.59	n.d.	.00		.15/.21
	Epd	-2.00	-36	1.58									.22	.15/.21
	Cta	-1.16	-39	5.77										.15/.21
J25	Fd	10.04			.04	.62	.34							.15/.21
	Ep	1.75	-40	1.70									.25	.15/.21
	Cta	0.00												.15/.21
JM37	Fd	7.06			.03	.46	.51							.15/.21
	Epd	-0.41	-35	1.50									.28	.15/.21
	Cta	1.72	-47	5.20										.15/.21
J37h2	Fd	7.76			.02	.33	.65							.15/.21
	Mt	0.71												.12/.15
	Bt	1.19	-71	2.32										.12/.15

Tabla 6.2.- Datos isotópicos y características geoquímicas de las muestras analizadas. Malla en mm.



En conjunto, se dispone de 41 determinaciones de oxígeno en magnetita, piroxeno, anfíbol, biotita, feldespato, epidota y clorita y de 14 determinaciones de hidrógeno en anfíbol, biotita, epidota y clorita. Asimismo, se ha determinado mediante vía húmeda el contenido en álcalis y calcio de los concentrados feldespáticos y el contenido en  $\text{Fe}^{2+}$  en anfíbol y biotita (cuando se ha dispuesto de suficiente muestra para ello), con el objeto de introducir las oportunas correcciones en los factores de fraccionamiento isotópico. El resto de parámetros químicos necesarios para este tipo de correcciones (contenido en pistacita de la epidota, elementos en coordinación octaédrica en biotita y anfíbol) se ha determinado a partir de las medias de los análisis de microsonda disponibles. Los resultados obtenidos y los parámetros mineralógicos de interés figuran en la tabla 6.2 y figuras 6.1 y 6.2.

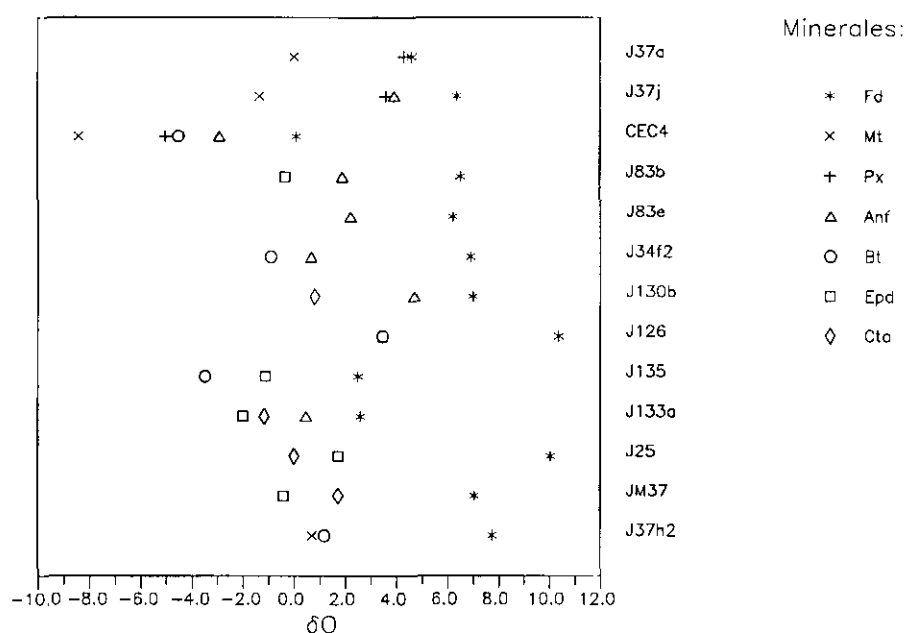


Figura 6.1.- Relaciones  $\delta\text{O}$  del conjunto mineral analizado, por muestra.

Por último, los concentrados minerales obtenidos se caracterizan por estar constituidos por monocristales idiomorfos, salvo las epidotas de las muestras J25 y JM37 y los feldespatos. En el caso de las epidotas se han obtenido concentrados de monocristales alotriomorfos (procedentes de agregados cristalinos) y los concentrados feldespáticos están formados por

cristales fragmentados. En la tabla 6.2, aparte de las relaciones isotópicas, se aportan contenidos elementales de interés (fracciones molares) y el tamaño de grano de cada concentrado obtenido (malla del tamiz).

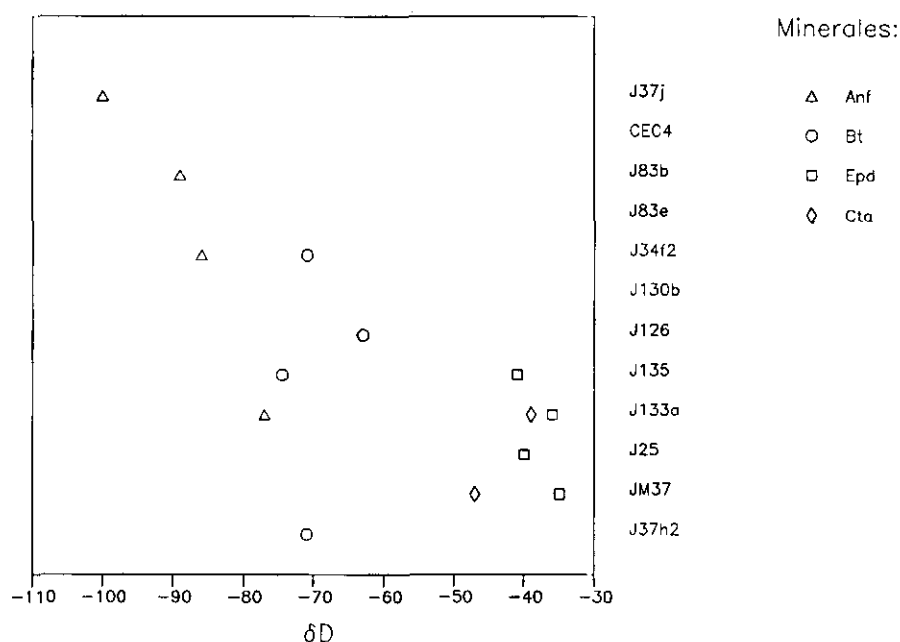


Figura 6.2.- Relaciones  $\delta D$  del conjunto mineral analizado, por muestra.

## VI.2.- UNIDADES.-

Cualquier estudio de isótopos estables se basa en el conocimiento del fraccionamiento de los isótopos (diferencias de las razones isotópicas) entre los distintos minerales que componen un sistema y entre estos minerales y los fluidos que circulan por el sistema. El fraccionamiento entre dos fases se cuantifica mediante el factor de fraccionamiento  $\alpha$ , definido como:

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B}$$

donde R es una razón atómica para la fase considerada (A o B) que por convención siempre es

la razón del isótopo pesado respecto al ligero.

Los valores isotópicos se dan en unidades  $\delta$ , siendo esta una unidad relativa referida a un standard, definida como:

$$\delta_x = \left[ \frac{R_x - R_{std}}{R_{std}} \right] \cdot 10^3$$

en este trabajo el standard de referencia será el V-SMOW tanto para oxígeno como para hidrógeno (O'Neil, 1986b). Estos valores se expresan como partes por mil.

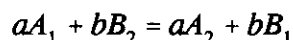
El factor de fraccionamiento se relaciona con los valores  $\delta$  mediante la expresión:

$$\alpha_{A-B} = \frac{1 + (\delta_A / 1000)}{1 + (\delta_B / 1000)} = \frac{1000 + \delta_A}{1000 + \delta_B}$$

Por otra parte, para valores absolutos de  $\delta$  menores a 10 (caso del oxígeno)  $10^3 \ln \alpha_{A-B} \approx \Delta_{A-B} = \delta_A - \delta_B$ , considerándose unidades equivalentes. El factor de fraccionamiento en este trabajo se expresará mediante valores  $10^3 \ln \alpha$  ya que las unidades logarítmicas del factor de fraccionamiento presentan la relación más sencilla con la temperatura y, para el caso del oxígeno, también como valores  $\Delta$ .

### **VI.3.- FUNDAMENTOS TEORICOS.-**

Dada una reacción de intercambio isotópico general (O'Neil, 1986b) entre las fases A y B del tipo:



donde los subíndices 1 y 2 se refieren a las moléculas totalmente sustituidas por los isótopos ligeros y pesados respectivamente, se define la constante de equilibrio como:

$$K = \frac{(A_2)^a(B_1)^b}{(A_1)^a(B_2)^b} = \frac{(A_2/A_1)^a}{(B_2/B_1)^b}$$

En el equilibrio  $K$  se relaciona con  $\alpha$  (asumiendo que los isótopos se distribuyen aleatoriamente entre todas las posibles posiciones de las moléculas) mediante la expresión:

$$\alpha = K^{1/n}$$

donde  $n$  es el número de moléculas intercambiado.

### **VI.3.a.- Control térmico.**

Desarrollos teóricos, expresando  $\alpha$  en función de razones de funciones de partición, permiten establecer las relaciones entre temperatura y factores de fraccionamiento. **Criss (1991)**, para moléculas gaseosas diatómicas, observa relaciones lineales en  $T^{-1}$  en la forma  $y = m/T + b$  (donde  $b$  es una constante) para el campo de bajas temperaturas y lineales en  $T^{-2}$  para la región de altas temperaturas.

Centrados en el estudio de fases poliatómicas complejas (silicatos y óxidos), **Bottinga y Javoy (1973)** estiman que el fraccionamiento es lineal en  $T^{-2}$  a temperaturas superiores a 773°K. Asimismo establecen ecuaciones de fraccionamiento de la forma  $B/T^2$  para sistemas que involucren fases anhidras y de la forma  $A + B/T^2$  para sistemas donde intervengan  $H_2O$  o fases hidratadas; en el caso del fraccionamiento entre una fase sólida y  $H_2O$  establecen un valor de -3.70 para la constante  $A$ . Los datos experimentales, si bien confirman la linealidad en  $T^{-2}$  a altas temperaturas parecen descartar la existencia de relaciones lineales para el fraccionamiento de una fase sólida con  $H_2O$  (**Matthews et al., 1983a**) (ver ecuaciones de fraccionamiento mineral- $H_2O$ , tabla 6.4b).

En el último estudio conocido al respecto, **Clayton y Kieffer (1991)** predicen relaciones

polinómicas de 6° grado para el fraccionamiento entre fases anhidras a temperaturas superiores a 400°K, y que a alta temperatura pueden considerarse lineales en  $T^{-2}$ .

Estos resultados se constituyen en útiles herramientas para la interpolación de factores de fraccionamiento puntuales en rangos limitados de temperaturas pero, al mismo tiempo, indican la posibilidad de grandes errores en la extrapolación de los mismos (O'Neil, 1986a). No obstante, las determinaciones termométricas realizadas en este estudio se hacen dentro, o muy cerca, del rango de temperaturas de experimentación de al menos dos de las ecuaciones utilizadas y, por tanto, son menores las posibilidades de error por una errónea extrapolación de las ecuaciones de fraccionamiento.

#### **VI.3.b.- Control bórico.**

Ya que las variaciones en el volumen molar de los sólidos asociada a reacciones de intercambio isotópico son mínimas, generalmente se ha asumido que el efecto de la presión en el fraccionamiento isotópico es despreciable (O'Neil, *op.cit.*). Sin embargo, más recientemente, **Kharlashina y Polyakov (1992)**, a partir de desarrollos teóricos, predicen una apreciable influencia de la presión sobre el equilibrio isotópico. La corrección de presión sobre el coeficiente de fraccionamiento muestra una fuerte dependencia con la temperatura, siendo muy apreciable a baja temperatura.

Sin embargo los resultados experimentales no confirman estas predicciones. **Clayton et al. (1974)**, en un trabajo experimental específicamente diseñado para cuantificar el efecto de la presión sobre el fraccionamiento calcita-H<sub>2</sub>O a altas temperaturas (500 y 700°C), no observan ninguna influencia mensurable de ésta sobre los factores de fraccionamiento medidos. Esta aparente independencia entre factor de fraccionamiento y presión también se deduce de los trabajos experimentales de **Matsuhisa et al. (1979)** sobre el fraccionamiento entre feldespatos y H<sub>2</sub>O, llevados a cabo a presiones comprendidas entre 1.5 y 15 Kbar.

Debido a la inexistencia de cuantificaciones de origen experimental no se tendrá en cuenta posibles correcciones de presión en la estimación de los coeficientes de fraccionamiento.

Otras variables que deben influir en los valores  $\alpha$  son la composición química y la estructura cristalina (fraccionamiento entre polimorfos) (O'Neil, 1986a). Respecto a la primera, teniendo en cuenta que las propiedades isotópicas de una sustancia dependen mayormente de la naturaleza de los enlaces químicos, es previsible la variación de los valores  $\alpha$  asociada a sustituciones catiónicas. Este hecho ha sido confirmado experimentalmente pero sólo existen estimaciones para un discreto número de minerales y una limitada variedad de sustituciones.

Respecto a la influencia de la estructura cristalina, O'Neil (op.cit.) indica que ésta es banal para silicatos.

#### VI.4.- METODOLOGIA.

##### VI.4.a.- Termometría isotópica.

El estudio termométrico se aborda a partir del método de la "isoterma" o gráfico de Javoy et al. (1970), sobre isótopos de oxígeno. Este método permite, en principio, comprobar de forma sencilla y gráfica la existencia de equilibrio isotópico entre diferentes pares minerales de una roca y obtener la temperatura de formación común si se da este equilibrio.

El método se basa en ecuaciones de fraccionamiento lineales del tipo:

$$10^3 \ln \alpha_{X-Y} = A_{X-Y}(10^6 T^{-2}) + B_{X-Y}$$

de donde, reagrupando, se tiene:

$$10^3 \ln \alpha_{X-Y} - B_{X-Y} = A_{X-Y}(10^6 T^{-2})$$

Se emplea la fase mineral más rica en  $^{18}\text{O}$  como fase de referencia (en las muestras estudiadas los agregados feldespáticos) y se enfrenta en un diagrama binario  $10^3\ln\alpha_{\text{fd-Y}}-\text{B}_{\text{fd-Y}}$  versus  $\text{A}_{\text{fd-Y}}$ , teniendo en cuenta que  $10^3\ln\alpha_{\text{fd-Y}} \approx \Delta_{\text{fd-Y}} = \delta_{\text{fd}} - \delta_{\text{Y}}$ . Si hay equilibrio, todos los puntos se unirán a través de una recta con origen en el origen de coordenadas y la temperatura de equilibrio será la dada por la pendiente de esta recta, con valor  $10^6\text{T}^{-2}$ .

#### **VI.4.b.- Aspectos cinéticos.**

##### **VI.4.b.1.- Naturaleza de los sistemas hidrotermales.**

El cálculo directo de las relaciones isotópicas de los fluidos responsables de la alteración a partir de los factores de fraccionamiento mineral- $\text{H}_2\text{O}$  y  $\text{H}_2\text{O}$ -solución sólo es posible si el sistema hidrotermal tratado es un sistema dominado por el fluido. **Gregory y Criss (1986)** definen un sistema abierto como aquel en el que el intercambio isotópico se realiza entre una matriz mineral y un fluido de origen externo que progresivamente se infiltra en el medio, aumentando paulatinamente la relación W/R (fluido/roca) con el tiempo. Un sistema abierto dominado por el fluido es un sistema abierto caracterizado por un flujo del fluido elevado respecto a las velocidades de intercambio isotópico mineral-fluido o un sistema cerrado con  $x_w$  (fracción de oxígeno del sistema en el fluido) aproximado a la unidad (**Gregory et al., 1989**). Como consecuencia, las relaciones  $\delta$  de las fases componentes del sistema dependerán prácticamente sólo de la relación  $\delta$  del fluido de entrada, suponiendo temperatura constante, de donde los valores  $\delta$  para el fluido calculados a partir de los minerales de un sistema hidrotermal dominado por el fluido, son prácticamente los valores  $\delta$  del fluido real, antes de que tenga lugar la alteración. Partiendo de la base de que todos los sistemas tratados en este trabajo son abiertos, se valora la posibilidad de que los sistemas en equilibrio isotópico sean sistemas dominados por el fluido a partir de criterios geoquímicos, más concretamente mediante la utilización de los análisis de Tierras Raras disponibles.

**VI.4.b.2.- Caracterización de sistemas hidrotermales en desequilibrio isotópico.**

El comportamiento isotópico de un sistema hidrotermal se puede describir parcialmente a partir del modelo adimensional de **Criss et al. (1987)**. Este establece que el intercambio isotópico entre un fluido acuoso y las  $n$  fases minerales de una roca debe satisfacer el siguiente conjunto de ecuaciones diferenciales:

$$dR_i/dt = k_{iw}(\alpha_{iw}R_{iw} - R_i) \quad (a)$$

$$x_w dR_w = (R_w^o - R_w)u \cdot dt - \sum_{i=1}^n x_i \cdot dR_i \quad (b)$$

donde  $k_{iw}$  es la velocidad del intercambio isotópico mineral/agua total;  $\alpha_{iw}$  es el factor de fraccionamiento entre el mineral  $i$  y el fluido;  $x_i$   $x_w$  son las fracciones molares de oxígeno para el mineral  $i$  y el fluido;  $R_i$ ,  $R_w$  y  $R_w^o$  son las razones  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  para el mineral, para el fluido final y para el fluido inicial y  $u$  es la velocidad de flujo normalizado del fluido. Al tratarse de sistemas normalizados a la unidad, las unidades de  $k$  y  $u$  se dan en  $\text{s}^{-1}$ .

La ecuación (a) simplemente establece que la velocidad de intercambio isotópico de un mineral es proporcional a la diferencia entre su composición isotópica instantánea y la composición que tendría en equilibrio con el fluido coexistente.

La ecuación (b) es una expresión de balance de masas (**Gregory et al., 1989**).

Este sistema de ecuaciones se escribe en forma matricial como:

$$d\mathbf{R}_i/dt = \mathbf{A} \cdot \mathbf{R} + \mathbf{G}$$

donde  $\mathbf{R}$  y  $\mathbf{G}$  son matrices  $(n+1) \times 1$  con términos  $[R_1, R_2, \dots, R_n, R_w]$  y  $[0, 0, \dots, 0, R_w^o u/x_w]$  respectivamente y  $\mathbf{A}$  es una matriz cuadrada  $(n+1) \times (n+1)$  igual a:



$$A = \begin{bmatrix} -k_1 & 0 & \dots & 0 & k_1\alpha_1 \\ 0 & -k_2 & \dots & 0 & k_2\alpha_2 \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & -k_n & k_n\alpha_n \\ \frac{x_1 k_1}{x_w} & \frac{x_2 k_2}{x_w} & \dots & \frac{x_n k_n}{x_w} & - \left[ \frac{u}{x_w} + \sum_{i=1}^n \frac{x_i k_i \alpha_i}{x_w} \right] \end{bmatrix}$$

La solución para este tipo de sistemas de ecuaciones diferenciales no homogéneas, asumiendo que  $k_i$ ,  $x_i$ ,  $x_w$ ,  $u$ ,  $R_w^\circ$  y  $\alpha_i$  son constantes, se desarrolla en el anexo 3.

En la modelización de los sistemas estudiados se han empleado las velocidades de intercambio isotópico de **Cole y Ohmoto (1986)** y **Cole et al. (1992)**. Estas constantes están calculadas sobre sistemas naturales, asumiendo un comportamiento definido por una derivación de la ecuación de **Northrop y Clayton (1966)**, ecuación a partir de la cual se desarrolla el anterior modelo de intercambio isotópico. Estas constantes se normalizan mediante el factor  $\gamma$  (**Cole y Ohmoto, op.cit.**) para hacerlas compatibles con el anterior modelo. **Cole et al. (1983)** demuestran que el anterior modelo realmente describe el intercambio isotópico asociado a reacciones de superficie.

#### VI.5.- FACTORES DE FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO.

Como previamente se ha indicado, la base de cualquier estudio de isótopos estables reside en el conocimiento del fraccionamiento isotópico entre los distintos minerales que componen un sistema y entre estos minerales y el fluido que circula por el mismo. Actualmente este conocimiento todavía es escaso, limitándose a un reducido número de minerales de composición muy definida y, por lo que respecta a los minerales de interés en este estudio, a un estrecho rango de temperaturas en el caso de determinaciones experimentales. Por otra parte hay estudios recurrentes sobre algunos minerales, con resultados muy dispares y, normalmente, no

existen criterios justificados para elegir entre ellos.

Ante este hecho, y siempre que ha sido posible, se ha seguido el criterio de utilizar ecuaciones de origen experimental que formen un conjunto internamente consistente (Jenkin et al., 1989).

Por otro lado, ante la inexistencia de determinaciones a baja temperatura ( $< 400^{\circ}\text{C}$ ), se ha recurrido a extrapolar las existentes cuando ha sido necesario. Este procedimiento es intrínsecamente erróneo pero es la única aproximación posible ante la falta de propuestas efectivas de extrapolación en la literatura y de factores de fraccionamiento a baja temperatura.

Para el tipo de estudio planteado, termometría y naturaleza de los fluidos fundamentalmente, son necesarias ecuaciones de fraccionamiento mineral-mineral para el oxígeno y mineral-fluido para oxígeno e hidrógeno. Las ecuaciones de fraccionamiento mineral-mineral del oxígeno se dan referidas al feldespato como mineral de referencia, como previamente se ha comentado. En el caso de utilizarse algún factor de fraccionamiento para otros pares minerales, se calculará a partir de éstas.

#### **VI.5.a.- Factores de fraccionamiento isotópico del oxígeno.**

Como se ha indicado previamente, los tipos de ecuaciones de fraccionamiento que se necesitan son dos:

- a) Ecuaciones de fraccionamiento feldespato-mineral.
- b) Ecuaciones de fraccionamiento mineral- $\text{H}_2\text{O}$ .

El cálculo de las ecuaciones de fraccionamiento feldespato-mineral se fundamenta en:

- 1.- Las conclusiones de O'Neil y Taylor (1967) sobre el comportamiento de los isótopos de

oxígeno en feldespatos:

- a) Las sustituciones entre  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$  no implica fraccionamiento de los isótopos de oxígeno.
- b) Las propiedades isotópicas de la plagioclasa varían linealmente con el contenido en anortita.

2.- La ecuación de fraccionamiento albita-anortita de Chiba et al. (1989):

$$10^3 \ln \alpha_{ab-an} = 1.05 \frac{10^6}{T^2}$$

que a su vez es la media de tres ecuaciones obtenidas a partir de determinaciones experimentales: Clayton et al. (1989) (T entre 800 y 600°C y P entre 9 y 16 kbar), Bottinga y Javoy (1973) a partir de los datos de O'Neil y Taylor (op.cit.) (T entre 420 y 800°C y  $P_f$  de 1 kbar) y Matthews et al. (1983a) a partir de los datos de Matsuhisa et al. (1979) (T entre 400 y 750°C, P de 1.5 a 15 kbares) (fig. 6.3).

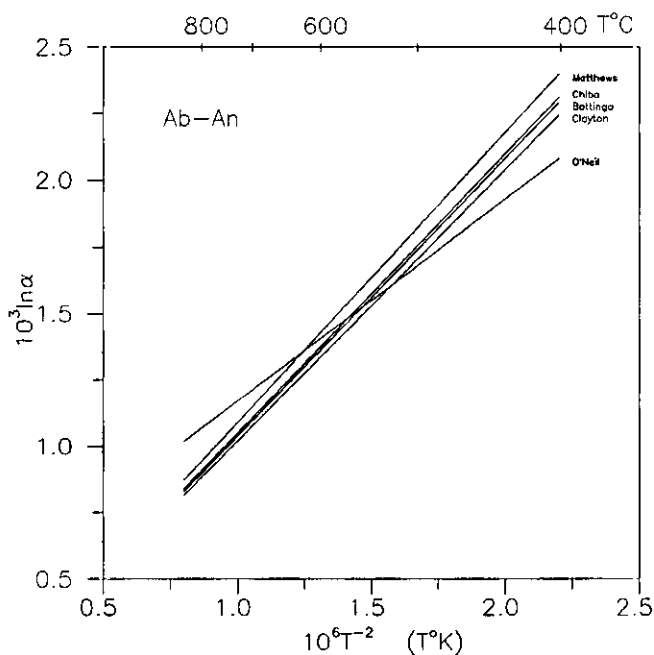
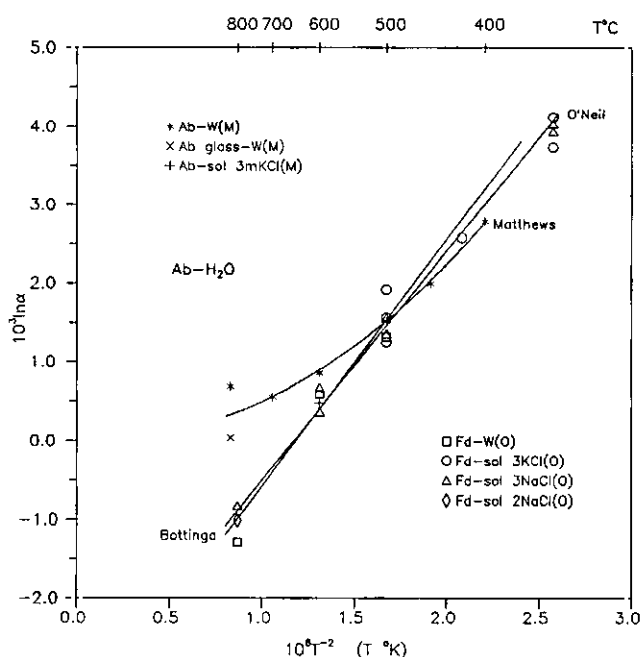


Figura 6.3.- Curvas de fraccionamiento isotópica del oxígeno para el par Albita-Anortita existentes en la bibliografía. A las curvas enunciadas en el texto se añade la calculada por O'Neil y Taylor (1967) (O'Neil).

Las ecuaciones de fraccionamiento mineral-H<sub>2</sub>O se obtienen a partir del método de **Matthews et al (op.cit.)**, consistente en calcular este tipo de ecuaciones a partir de ecuaciones de fraccionamiento mineral-mineral y una ecuación de fraccionamiento mineral-H<sub>2</sub>O de referencia.

La coincidencia (con diferencias del orden del error experimental) en el rango de temperatura de interés ( $T \leq 600^{\circ}\text{C}$ ) entre los datos experimentales de **O'Neil y Taylor (op.cit.)** y **Matsuhisa et al. (op.cit.)** (fig. 6.4), obtenidos a partir de condiciones experimentales muy diferentes, hacen de la ecuación de fraccionamiento albita-H<sub>2</sub>O una ecuación de referencia adecuada para la valoración de los factores de fraccionamiento en sistemas mineral-H<sub>2</sub>O, como indica **Clayton et al (op.cit.)**. De las ecuaciones de fraccionamiento obtenidas a partir de estos

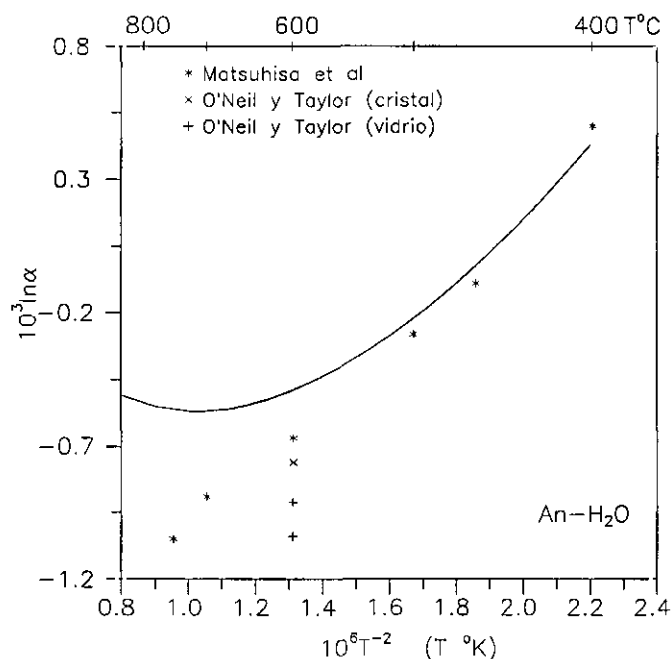


**Figura 6.4.-** Curvas de fraccionamiento isotópica del oxígeno para el sistema Albita-H<sub>2</sub>O. (M) Datos experimentales de **Matsuhisa et al. (1979)**; (O) Resultados experimentales de **O'Neil y Taylor (1967)**. Bottinga.- Curva de **Bottinga y Javoy (1973)**; O'Neil.- Curva de **O'Neil y Taylor (op. cit.)** y Matthews.- Curva de **Matthews et al. (1983a)**.

resultados experimentales (Bottinga y Javoy (op.cit.) y O'Neil y Taylor (op.cit.) sobre los datos de estos últimos y Matthews et al. (op.cit.) y Matsuhisa et al. (op.cit.) sobre los resultados de estos últimos) se opta por la de Matthews et al. (op.cit.) como ecuación de referencia; concretamente, al no dar estos autores más que factores de fraccionamiento puntuales obtenidos mediante ajuste de los datos de O'Neil y Taylor (op.cit.), se calcula la siguiente ecuación de fraccionamiento mediante regresión de estos valores:

$$10^3 \ln \alpha_{ab-H_2O} = 4.061 - 9.155 \frac{10^3}{T} + 5.570 \frac{10^6}{T^2}$$

Las curvas de fraccionamiento anortita-H<sub>2</sub>O (fig. 6.5), con notables desviaciones a alta temperatura, ilustran las diferencias que se dan entre las dos posibilidades: factores de fraccionamiento calculados a partir de la rutina anterior y factores de fraccionamiento directos.



**Figura 6.5.-** Curva de fraccionamiento isotópico del oxígeno para el sistema Anortita-H<sub>2</sub>O obtenida según texto. (Matsuhisa et al): Datos experimentales de Matsuhisa et al. (1979); (O'Neil y Taylor): Resultados experimentales de O'Neil y Taylor (1967).

Las curvas de fraccionamiento para los feldespatos se dan en las tablas 6.4a y b.

#### **VI.5.a.1.- Factores de fraccionamiento del O en piroxeno y magnetita.**

Al igual que para el sistema albita-anortita, se utilizan los factores de fraccionamiento propuestos por **Chiba et al. (op.cit.)** para el cálculo de las ecuaciones de fraccionamiento necesarias (tablas 6.4a y b). Las condiciones P-T de estos estudios son las indicadas anteriormente para anortita y albita.

Para el caso del piroxeno existe otro estudio experimental realizado por el mismo grupo (**Matthews et al., op.cit.**), cuyas diferencias con los factores de fraccionamiento elegidos se ponen de manifiesto en la figura 6.6. En este último trabajo se demuestra que las sustituciones entre  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$  y  $Ca^{2+}$  de los piroxenos no modifican el comportamiento isotópico de éstos, por lo que las curvas calculadas son válidas para la serie diopsido-hedembergita, pero no para piroxenos alcalinos.

Por lo que respecta a la magnetita, existen también otras dos determinaciones experimentales del factor de fraccionamiento: El de **Matthews et al. (op.cit.)** sobre los datos de **O'Neil (1963)** y el de **Bertenrath et al. (1973)** (en **Friedman y O'Neil, 1977**). Como se puede observar en la figura 6.6, los factores de fraccionamiento con el  $H_2O$  son similares.

#### **VI.5.a.2.- Factores de fraccionamiento del O en epidota.**

Las ecuaciones de fraccionamiento de la epidota (tablas 6.4a y b, fig. 6.6) se basan en la ecuación de fraccionamiento albita-zoisita de **Matthews et al (1983c)** (condiciones experimentales de presión de 13.4 kbar y temperaturas comprendidas entre 400 y 700°C) y en la corrección semiempírica propuesta por **Matthews y Schliestedt (1984)** para la sustitución  $Al^{3+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$ . Estos últimos autores proponen para la serie de la epidota la corrección  $\Delta_{Al-Fe} =$

$0.64(10^6/T^2)$ , basándose en la presunción de que el fraccionamiento observada en el par andradita-grosularia (Taylor y O'Neil, 1977) se debe a la sustitución  $Al^{3+} \rightleftharpoons Fe^{3+}$  y de que ésta debe de operar efectos similares en la serie de la epidota.

### VI.5.a.3.- Factores de fraccionamiento del O en biotita.

Los únicos datos experimentales sobre el fraccionamiento del oxígeno en biotita (fraccionamiento biotita- $H_2O$ , fig. 6.6) son los de Bertenrath y Friedrichsen (1975), obtenidos a 400, 600 y 800°C. Bottinga y Javoy (1975) proponen la siguiente ecuación empírica para el par feldespatos(An60)-biotita:

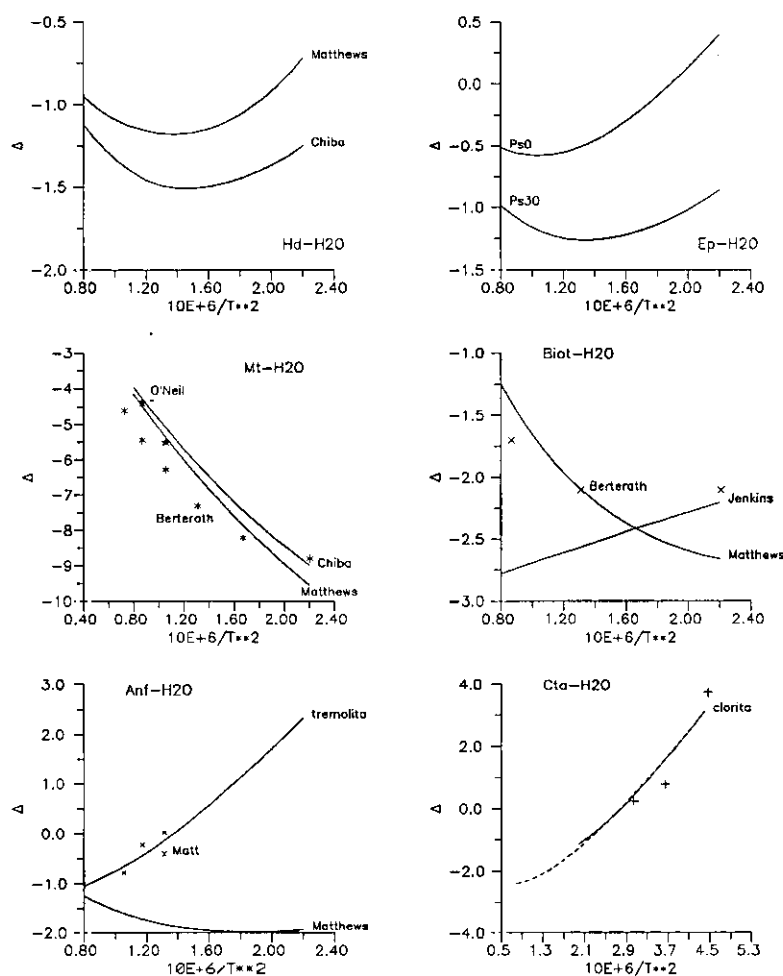
$$10^3 \ln \alpha_{fd(An60)-bt} = 2.096 \frac{10^6}{T^2} - .60$$

estimada a partir de asociaciones naturales y aplicable a temperaturas superiores a 500°C.

Teniendo en cuenta que el comportamiento isotópico del feldespatos depende de la fracción molar de anortita ( $\beta$ ) mediante la corrección  $1.05\beta(10^6/T^2)$ , se obtiene la ecuación de fraccionamiento para el sistema plagioclasa-biotita (tabla 6.4a) y, a partir de ésta, la ecuación de fraccionamiento biotita- $H_2O$  (tabla 6.4b).

En la figura 6.6 se puede observar la aceptable coincidencia de la curva derivada de esta última ecuación con los datos de Bertenrath y Friedrichsen (op.cit.), salvo para el factor de fraccionamiento a 400°C, sobre el que, por otro lado, los últimos autores muestran serias dudas en cuanto a su validez (ver Friedman y O'Neil, op.cit.).

Es conveniente comentar que estos autores constatan la inexistencia de fraccionamiento relacionado con la naturaleza de los cationes metálicos en coordinación octaédrica y el contenido en  $H_2O$  en la biotita.



**Figura 6.6.-** Curvas de fraccionamiento isotópico del oxígeno para sistemas mineral-H<sub>2</sub>O. Hd-H<sub>2</sub>O.- Hedembergita-agua; (Matthews) Curva de Matthews et al. (1983a); (Chiba) Curva de Chiba et al. (1989). Ep-H<sub>2</sub>O.- Epidota-agua; (Ps0) Curva para clinozoisita; (Ps30) Curva para epidota con contenido molar en Ps de .30. Mt-H<sub>2</sub>O.- Magnetita-agua; (O'Neil) Datos experimentales de O'Neil (1963); (Berterath) Datos experimentales de Berterath et al. (1973); (Matthews) Curva de Matthews et al. (1983a); (Chiba) Curva de Chiba et al. (1989). Biot-H<sub>2</sub>O.- Biotita-agua; (Berterath) Datos experimentales de Berterath y Friedrichsen (1975); (Jenkins) Curva de Jenkin et al. (1991); (Matthews) Curva empleada en este trabajo. Anf-H<sub>2</sub>O.- Anfíbol-agua; (Matthews) Curva utilizada en este trabajo; (tremolita) Curva derivada a partir de resultados experimentales (Matt) de Matthews et al. (1983b). Cta-H<sub>2</sub>O.- Clorita-agua. Se representan las curvas derivadas en este trabajo (línea discontinua) y la propuesta por Cole et al. (1987); las cruces representan los resultados experimentales de Cole (1985).



A título de ejemplo, en la figura 6.6 se representa también la curva de fraccionamiento para el sistema biotita-H<sub>2</sub>O que frecuentemente se deriva de la anterior (Jenkins); la desviación observada respecto a la propuesta se debe a las diferencias entre las curvas de fraccionamiento utilizadas para obtener la curva de fraccionamiento bt-H<sub>2</sub>O: fd(An60)-Q (Bottinga y Javoy, op.cit.) y Q-H<sub>2</sub>O (Bottinga y Javoy, 1973).

#### VI.5.a.4.- Factores de fraccionamiento del O en anfíboles.

Los únicos datos experimentales sobre fraccionamiento de oxígeno en anfíboles son los de Matthews et al (1983b), obtenidos sobre tremolitas. Sin embargo, son datos sobre los que los propios autores mantienen serias dudas en cuanto a su validez, por lo que se utilizan las ecuaciones de fraccionamiento derivadas de la establecida por Bottinga y Javoy (1975) para el fraccionamiento del par feldespatos(An60)-anfíbol, a partir de asociaciones naturales (temperatura  $\geq 500^{\circ}\text{C}$ ), siguiendo la misma rutina utilizada para las curvas de fraccionamiento de la biotita (tabla 6.4a y b).

$$10^3 \ln \alpha_{fd(An-60)-anf} = 1.554 \frac{10^6}{T^2} - 0.30$$

A pesar de la incertidumbre de los resultados experimentales de Matthews et al. (op.cit.), a partir de estos datos y de los datos puntuales de fraccionamiento albita-H<sub>2</sub>O de Matsuhisa et al. (op.cit.), se obtiene la siguiente ecuación de fraccionamiento en el par albita-tremolita:

$$10^3 \ln \alpha_{ab-tr} = 1.921 - .691 \frac{10^6}{T^2}$$

A partir de la ecuación del fraccionamiento albita-H<sub>2</sub>O, se obtiene la del par tremolita-H<sub>2</sub>O

$$10^3 \ln \alpha_{tr-H_2O} = 2.140 - 9.155 \frac{10^3}{T} + 6.261 \frac{10^6}{T^2}$$

La diferencia de esta curva con la propuesta (tabla 6.4b) (fig. 6.6) plantea la posible importancia del aspecto composicional sobre el fraccionamiento del oxígeno en el anfíbol.

#### VI.5.a.5.- Factores de fraccionamiento del O en cloritas.

Cole (1985) aporta los únicos datos experimentales de fraccionamiento del oxígeno en el par clorita(clinocloro)-H<sub>2</sub>O conocidos, para un rango de temperaturas de 200 a 300°C. Cole et al. (1987) extrapolan estos datos a alta temperatura (empleando para ello las razones de coeficientes de partición reducidos de Onuma et al. (1972)), empleando la siguiente regresión:

$$10^3 \ln \alpha_{cta-H_2O} = -5.79 \frac{10^3}{T} + 6.64 \frac{10^6}{T^2}$$

Esta ecuación no lineal no se adecua a la rutina empleada posteriormente para las determinaciones termométricas. La adaptación al resto de las expresiones utilizadas pasa por el cálculo de una ecuación lineal para el factor de fraccionamiento del par albíta-clorita. Este factor se ajusta a una recta con ecuación:

$$10^3 \ln \alpha_{ab-cta} = .996 + 1.189 \frac{10^6}{T^2}$$

en un intervalo de 180 a 440°C. A partir de esta se obtiene la ecuación de fraccionamiento para los sistemas feldespato-clorita y feldespato-H<sub>2</sub>O (tablas 6.4a y b). En la figura 6.6 se puede observar el ajuste entre la ecuación de Cole et al. (op.cit.) y la propuesta para el rango de temperaturas dado.

## VI.5.a.6.- Efecto de la salinidad sobre el fraccionamiento isotópico del oxígeno.

Los datos experimentales de O'Neil y Taylor (*op.cit.*) muestran que a alta temperatura ( $T \geq 350^\circ\text{C}$ ) la salinidad del fluido no influye en el fraccionamiento isotópico del oxígeno (fig. 6.4). Sin embargo, Truesdell (1974) demuestra que el efecto de la salinidad sobre el fraccionamiento isotópico del oxígeno en un sistema  $\text{H}_2\text{O}$ -disolución acuosa es importante a temperaturas inferiores a  $350^\circ\text{C}$ .

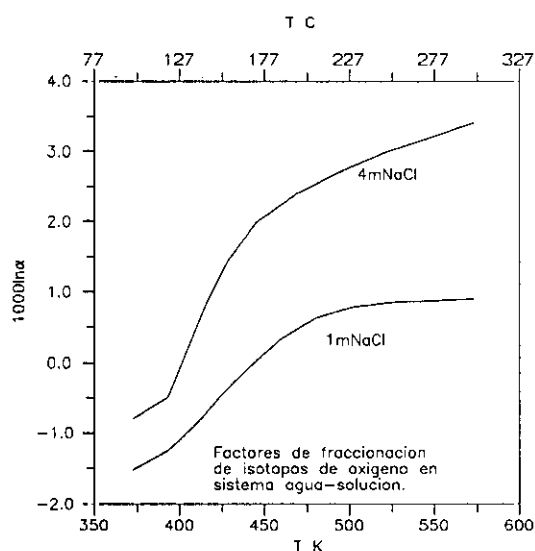


Figura 6.7.- Factores de fraccionamiento del oxígeno para sistemas  $\text{H}_2\text{O}$ -solución (ClNa).

$10^3 \ln \alpha \setminus t \text{ } ^\circ\text{C}$	100°	125°	150°	175°	200°	225°	250°	275°	300°
$\text{H}_2\text{O-sol (1mNaCl)}$	-1.52	-1.17	-0.50	0.10	0.55	0.77	0.85	0.87	0.90
$\text{H}_2\text{O-sol (4mNaCl)}$	-0.80	-0.20	0.21	2.05	2.45	2.75	3.00	3.20	3.40

Tabla 6.3.- Fraccionamientos puntuales del oxígeno para dos sistemas agua-solución (ClNa). Datos de Truesdell (1974).

Al desconocer la naturaleza de los fluidos, sólo se ha considerado los resultados sobre disoluciones sódicas (fig. 6.7, tabla 6.3).

Hay que señalar que estas correcciones son máximas, tendiendo, en general, otras sales analizadas (KCl, CaCl<sub>2</sub>) a factores de fraccionamiento menores e incluso de signo opuesto (MgCl<sub>2</sub>).

### **VI.5.b.- Factores de fraccionamiento isotópico del hidrógeno.**

#### **VI.5.b.1.- Factores de fraccionamiento del H en biotitas.**

El único estudio experimental sobre el fraccionamiento de los isótopos de hidrógeno en el sistema biotita-H<sub>2</sub>O es el de **Suzuoki y Epstein (1974)**. En este trabajo, a partir de determinaciones experimentales sobre sistemas mineral-H<sub>2</sub>O (micas y hornblenda (actinolita)), en un rango de temperaturas de 400 a 800°C y a una presión, posiblemente, de 1 atm, se establece que los factores de fraccionamiento son función de la temperatura y de la fracción molar de los cationes en coordinación octaédrica, ajustándose a la ecuación:

$$10^3 \ln \alpha_{\text{min-H}_2\text{O}} = -22.4 \frac{10^6}{T^2} + 26.3 + (2X_{\text{Al}} - 4X_{\text{Mg}} - 68X_{\text{Fe}})$$

(El valor de 28.3 que se asigna en el trabajo original al término independiente es erróneo según T. Suzuoki (ver **Kuroda et al. (1986)**).

Esta ecuación ha sido posteriormente corregida por **Jenkin (1989)**, introduciendo una corrección para valorar la influencia de cationes no divalentes en coordinación octaédrica. Esta ecuación, que es la utilizada en este trabajo, figura en la tabla 6.5. En la figura 6.10 se muestran las curvas de fraccionamiento para los componentes extremos annita y eastonita, que muestran los fraccionamientos extremos para el sistema "biotita"-H<sub>2</sub>O.

#### **VI.5.b.2.- Factores de fraccionamiento del H en anfíboles.**

La aplicación de la anterior ecuación (Suzuoki y Epstein, *op.cit.*) a sistemas anfíbol(hornblenda)-H<sub>2</sub>O, ha sido cuestionada por Graham et al. (1984). Estos autores la consideran inadecuada por derivarse principalmente de estudios sobre micas, donde los enlaces de grupos OH se dan exclusivamente con cationes en coordinación octaédrica. Por ello consideran que la naturaleza del fraccionamiento de los isótopos de hidrógeno en sistemas anfíbol-H<sub>2</sub>O debe de ser más compleja, pues en estos minerales los grupos OH también enlazan con cationes en coordinación dodecaédrica. Esta objeción la basan en sus propios resultados experimentales sobre sistemas anfíbol-H<sub>2</sub>O, que como se puede observar en la figura 6.8, son muy distintos a los previstos por la ecuación de Suzuoki y Epstein (*op.cit.*).

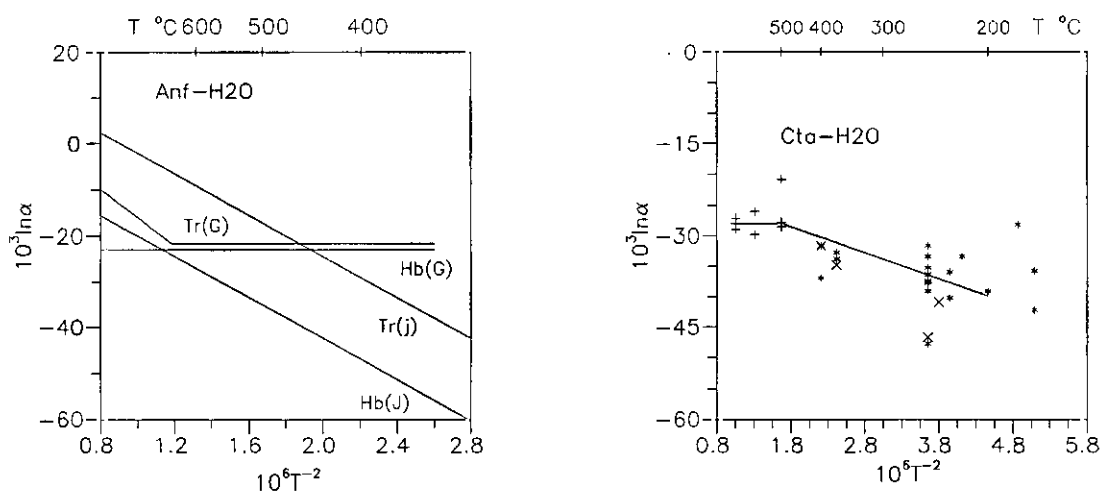


Figura 6.8.- Factores de fraccionamiento para anfíbol (G.- Curvas de Graham et al., 1984); J.- Curvas de Jenkin (1989) a partir de resultados de Suzuoki y Epstein (1974)) y clorita ((+).- Resultados experimentales de Graham et al. (1987); (\*) y (x).- Datos reales utilizados por los anteriores autores en el cálculo de la curva, donde (x) representan tipos muy ricos en Fe).

Los factores de fraccionamiento para distintos sistemas anfíbol-H<sub>2</sub>O propuestos por Graham et al. (*op.cit.*), para las temperaturas de interés, son:

Tremolita-H<sub>2</sub>O.-

$$10^3 \ln \alpha_{\text{trem-H}_2\text{O}} = -21.7 \pm 2.0 \quad (350^\circ \leq T \leq 650^\circ \text{C})$$

Hornblenda-H<sub>2</sub>O.-

$$10^3 \ln \alpha_{\text{hb-H}_2\text{O}} = -23.1 \pm 2.5 \quad (350^\circ \leq T \leq 850^\circ \text{C})$$

Actinolita-H<sub>2</sub>O.

$$10^3 \ln \alpha_{\text{act-H}_2\text{O}} = -29.0 \quad (T=400^\circ \text{C})$$

La utilización de estas ecuaciones en los anfíboles estudiados, conduce a valores  $\delta D$  para el agua en equilibrio de aproximadamente -63‰ para el anfíbol J34f2, aproximadamente -66‰ para el anfíbol J83b y de alrededor de -77‰ para el anfíbol de la muestra J37j. Estos valores son poco realistas si se tiene en cuenta que se descarta un origen magmático para estos fluidos, considerándose que son fluidos meteóricos parcialmente reequilibrados con el encajante (posiblemente con  $\delta D$  cercanos a -77‰ según los datos de **Recio et al. (1992)**), lo que implicaría relaciones fluido-roca excesivamente bajas. Debido a este hecho y a pesar de todas las reservas existentes sobre su validez, se utiliza la ecuación de **Jenkin (op. cit.)** para el análisis isotópico de anfíboles.

#### VI.5.b.3.- Factores de fraccionamiento del H en epidotas.

Los factores de fraccionamiento del sistema epidota-H<sub>2</sub>O han sido calculados por **Graham et al. (1980a)** para un intervalo de temperatura de 150 a 650°C y a presiones de 2 y 4 kbar. Estos autores encuentran que para el intervalo de temperaturas comprendido entre 300 y 650°C el factor de fraccionamiento es independiente tanto de la temperatura como de la presión y del contenido en pistacita de la epidota; mientras que, por debajo de 300°C, sólo es dependiente de la temperatura (Tabla 6.5; fig. 6.10).

**VI.5.b.4.- Factores de fraccionamiento del H en cloritas.**

El único estudio experimental sobre el fraccionamiento de los isótopos de hidrógeno en el sistema clorita-H<sub>2</sub>O es el de **Graham et al (1987)**, en un rango de temperaturas de 300 a 700°C y presiones de 2 y 5 kbar, sobre cloritas aluminicas de tipo sheridanita. La ausencia de intercambio isotópico a temperaturas inferiores a 500°C lleva a estos autores a proponer un factor de fraccionamiento para el tramo inferior de temperaturas basándose en sistemas naturales, que consideran en equilibrio. En la tabla 6.5 se aporta la ecuación de fraccionamiento propuesta por los autores; para el rango de temperaturas comprendido entre 500 y 200°C se asume que la variación con la temperatura es lineal, entre los extremos  $\delta = -28\text{‰}$  a 500°C y  $-40\text{‰}$  a 200°C (fig. 6.10). Sin embargo, como puede verse en la figura 6.8, la dispersión de los factores de fraccionamiento obtenidos a partir de sistemas naturales implica la posibilidad de desviaciones significativas respecto a los valores obtenidos por esta ecuación.

**VI.5.b.5.- Efecto de la salinidad sobre el fraccionamiento del H.**

**Graham y Sheppard (1980b)** estudian experimentalmente la influencia de la salinidad en el fraccionamiento de los isótopos de hidrógeno en sistemas epidota-disolución. Las condiciones experimentales son: temperaturas entre 250 y 550°C, presiones de 2 y 4 kbar y soluciones 1MNaCl, 4MNaCl, 4M $\text{CaCl}_2$  y agua marina. Las ecuaciones de fraccionamiento obtenidas permiten calcular, junto con las del sistema epidota-H<sub>2</sub>O (**Graham et al., 1980a**), las ecuaciones para sistemas H<sub>2</sub>O-disolución (tabla 6.5; fig. 6.9).

a)

$$10^3 \ln \alpha_{fd-mt} = (5.35 - 1.05\beta)(10^6 T^{-2})$$

$$10^3 \ln \alpha_{fd-px} = (1.81 - 1.05\beta)(10^6 T^{-2})$$

$$10^3 \ln \alpha_{fd-ep} = (1.06 - 1.05\beta + 1.92\gamma)(10^6 T^{-2})$$

$$10^3 \ln \alpha_{fd-bt} = (2.726 - 1.05\beta)(10^6 T^{-2}) - .600$$

$$10^3 \ln \alpha_{fd-anf} = (2.184 - 1.05\beta)(10^6 T^{-2}) - .300$$

$$10^3 \ln \alpha_{fd-cta} = (1.189 - 1.05\beta)(10^6 T^{-2}) + .996$$

b)

$$10^3 \ln \alpha_{fd-H_2O} = 4.061 - 9.155(10^3 T^{-1}) + (5.570 - 1.05\beta)(10^6 T^{-2})$$

$$10^3 \ln \alpha_{mt-H_2O} = 4.061 - 9.155(10^3 T^{-1}) + 0.220(10^6 T^{-2})$$

$$10^3 \ln \alpha_{px-H_2O} = 4.061 - 9.155(10^3 T^{-1}) + 3.760(10^6 T^{-2})$$

$$10^3 \ln \alpha_{ep-H_2O} = 4.061 - 9.155(10^3 T^{-1}) + (4.510 - 1.92\gamma)(10^6 T^{-2})$$

$$10^3 \ln \alpha_{bt-H_2O} = 4.661 - 9.155(10^3 T^{-1}) + 2.844(10^6 T^{-2})$$

$$10^3 \ln \alpha_{anf-H_2O} = 4.361 - 9.155(10^3 T^{-1}) + 3.386(10^6 T^{-2})$$

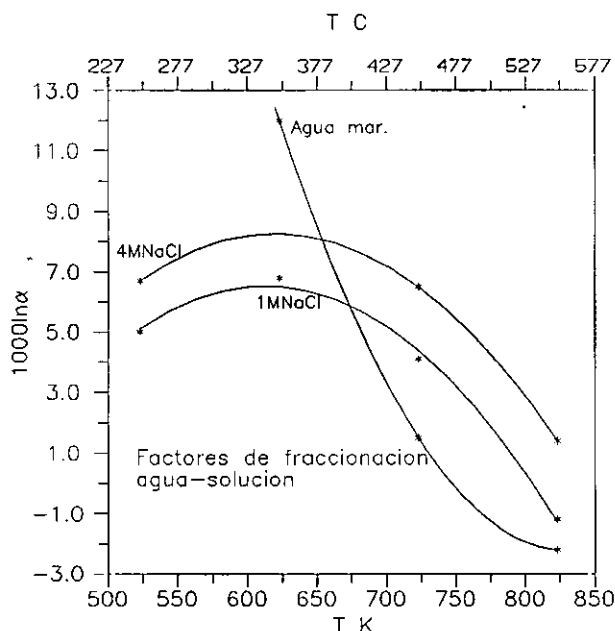
$$10^3 \ln \alpha_{cta-H_2O} = 3.064 - 9.155(10^3 T^{-1}) + 4.381(10^6 T^{-2})$$

Tabla 6.4.- Ecuaciones para el cálculo de factores de fraccionamiento de isótopos de oxígeno en pares feldespato-mineral (a) y mineral-H<sub>2</sub>O (b).  $\beta$ .- Fracción molar de anortita en feldespato.  $\gamma$ .- Fracción molar de pistacita en epidota.

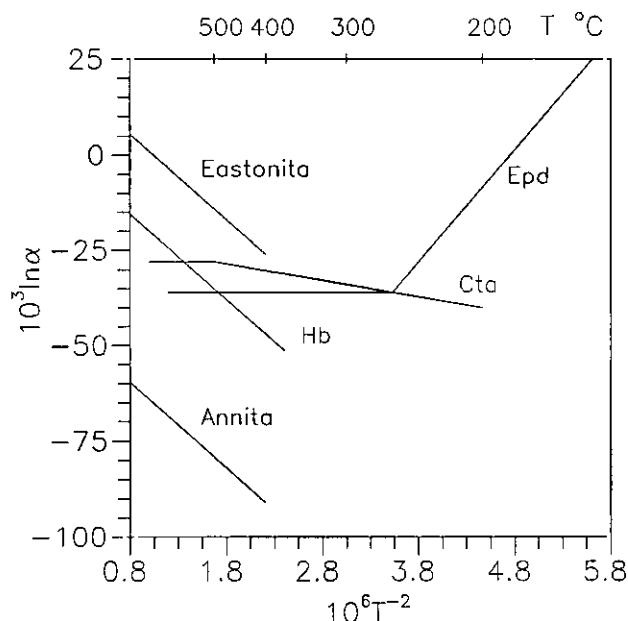


$$\begin{aligned}
10^3 \ln \alpha_{br-H_2O} &= -22.4 (10^6 T^{-2}) + 26.3 + (2X_{Al} - 4X_{Mg} - 68X_{Fe^{2+}} - 30.1X_{Fe^{3+}} - 4.4X_{Ti}) \\
10^3 \ln \alpha_{mf-H_2O} &= -22.4 (10^6 T^{-2}) + 26.3 + (2X_{Al} - 4X_{Mg} - 68X_{Fe^{2+}} - 30.1X_{Fe^{3+}} - 4.4X_{Ti}) \\
10^3 \ln \alpha_{cp-H_2O} &= -35.9 \pm 2.5 \quad (300^\circ \leq T \leq 650^\circ C); \quad 29.2 (10^6 T^{-2}) - 138.8 \quad (T \leq 300^\circ C) \\
10^3 \ln \alpha_{cta-H_2O} &= -28.0 \quad (500^\circ \leq T \leq 700^\circ C); \quad -4.28 (10^6 T^{-2}) - 20.8 \quad (200^\circ \leq T \leq 500^\circ C) \\
10^3 \ln \alpha_{H_2O-sol(1MNaCl)} &= -60.17 + .22T - .000178T^2 \\
10^3 \ln \alpha_{H_2O-sol(4MNaCl)} &= -55.80 + .20T - .000167T^2 \\
10^3 \ln \alpha_{H_2O-sol(aguardamar)} &= 230.56 - .56T + .00034T^2
\end{aligned}$$

**Tabla 6.5.-** Ecuaciones para el calculo de factores de fraccionamiento de isótopos de hidrógeno en pares mineral-H<sub>2</sub>O. Sol(1MNaCl).- Solución 1 Molar NaCl. Sol(4MNaCl).- Solución 4 Molar NaCl. Agua mar.- Agua marina. X<sub>(i)</sub>.- Fracciones molares de Al, Mg, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup> y Ti en posición octaédrica.



**Figura 6.9.-** Curvas de fraccionamiento para el hidrógeno en sistemas agua-solución (4M y 1MNaCl, Agua marina).



**Figura 6.10.-** Curvas de fraccionamiento isotópico del hidrógeno para distintos sistemas mineral-agua utilizadas en este trabajo. Epd.- Epidota; Cta.- Clorita; Hb.- Hornblenda.

#### VI.6.- TERMOMETRIA ISOTOPICA.

El conjunto de muestras analizadas ha permitido la obtención de tres isotermas: J37j, J135 y J34f2 (fig. 6.11).

La primera, muestra **J37j** (fig. 6.11b), corresponde a una episenita piroxénica fuertemente anfibolitizada (ver anexo 1), y presenta una temperatura de equilibrio de 541°C. En esta muestra, tanto piroxeno como anfíbol muestran aparentemente equilibrio isotópico. Es necesario hacer constar que el piroxeno separado corresponde a una segunda generación algo más rica en magnesio, de la que se desconocen las relaciones petrográficas con el anfíbol, al presentarse ambos en microdominios diferentes. La primera generación de piroxeno está totalmente anfibolitizada. La temperatura obtenida es coherente con los datos disponibles sobre

el "gap" de miscibilidad peristerítico (ver cap. 3) y con los datos experimentales sobre el campo de estabilidad de la hastingsita, con un límite máximo de estabilidad de la hastingsita (reacción:  $Hs = hd + mt + pl \pm gr + \text{fluido}$ ) a  $T \geq 650^{\circ}\text{C}$ , en condiciones de  $fO_2$  definidas por el tampon QFM y  $P_f = 1500$  bar (Thomas, 1982).

La muestra J135 (fig. 6.11h), que proporciona una temperatura de equilibrio igual a  $361^{\circ}\text{C}$ , muestra claras relaciones texturales de sustitución entre epidota y la plagioclasa cálcica de segunda generación. Sin embargo, el equilibrio parcial revelado es coherente con otras observaciones:

a) La temperatura es próxima pero superior a las más altas temperaturas proporcionadas por las diferentes cloritas analizadas ( $\sim 340^{\circ}\text{C}$ ), las cuales proceden, originalmente, de la transformación de la biotita y superior, asimismo, a la temperatura de homogeneización para las inclusiones primarias de las epidotas presentes en el sistema ( $\sim 260 \pm 10^{\circ}\text{C}$ ).

b) La temperatura calculada es similar, aunque algo inferior, a la inferida para el límite inferior del "gap" de miscibilidad peristerítico, límite por otra parte mal conocido (ver cap. 3), y las composiciones de las plagioclasas de esta muestra indican su posición hacia el límite inferior de este "gap".

La existencia de equilibrio isotópico, en esta muestra sólo se puede explicar por la persistencia tanto de la composición isotópica del fluido como del nulo incremento de temperaturas durante los procesos de mineralogénesis.

El tercer caso corresponde a la muestra J34f2 (fig. 6.11e), con  $T$  de  $282^{\circ}\text{C}$ . Este caso define un falso equilibrio isotópico. Los criterios utilizados son:

a) Esta temperatura es excesivamente baja para la temperatura de formación de estos tipos de episienitas (anfibólicas), como lo sugiere la evidencia petrográfica, que indica un estadio intermedio entre los tipos piroxénicos y biotíticos, evidencia confirmada con los datos

disponibles para el "gap" peristerítico en esta muestra (cap. 3) y la combinación de datos de inclusiones fluidas de epidotas primarias en tipos previamente anfibólicos (J130) con los datos de presiones de fluidos previamente establecidos.

a) Por otra parte, difícilmente puede tratarse de una temperatura de reequilibrio si se considera la temperatura de homogeneización (280°) de las inclusiones primarias de un apatito de la muestra; la isócora obtenida implica, a partir de la temperatura isotópica, una  $P_f$  de 60 bar, presión difícilmente aceptable para estos sistemas.

Este falso equilibrio es producto, seguramente, de la errónea estimación del factor de fraccionamiento del anfíbol empleado, consecuencia posiblemente del efecto composicional. Este hecho parece confirmarlo la posición que ocupa este mineral en el gráfico 6.11e, desplazado a la derecha de la isoterma (se sobreestima A o se subestima B). Si el reemplazamiento microclínico tardío (ver anexo 1) en la fracción feldespática se realiza a menor temperatura que la temperatura inicial, la tendencia de la fracción feldespática sería a aumentar su valor  $\delta^{18}\text{O}$ , acentuado por la desaparición del calcio en esta fracción; este aumento del valor  $\delta^{18}\text{O}$  junto al desplazamiento del anfíbol hacia mayores valores A o menores  $\Delta\text{-B}$ , sobre el valor real, en el diagrama binario de Javoy et al. (1970) puede explicar la formación de la falsa isoterma obtenida. Otro posible mecanismo de obtención de falsas isotermas es el de un intercambio isotópico generalizado con velocidades de intercambio ( $k_i$ ) distintas, tal que la evolución del sistema refleje posibles isotermas en diagramas A/ $\Delta\text{-B}$  (Gregory y Criss, 1986). Este proceso se descarta ante la inexistencia de relaciones de disequilibrio en anfíbol y biotita.

Por último, se puede considerar otras temperaturas obtenidas a partir de pares minerales en las muestras J126, J37a y CEC4.

La muestra J126 (fig. 6.11g) de la que únicamente se dispone de medidas en plagioclasa y biotita y por tanto no se puede evaluar el posible equilibrio isotópico, da una temperatura de 328°C, lo que podría indicar, por analogía con la muestra J135, un buena aproximación al equilibrio. Sin embargo, el  $\delta\text{D}$  calculado del agua en equilibrio con la biotita (9.37‰) es

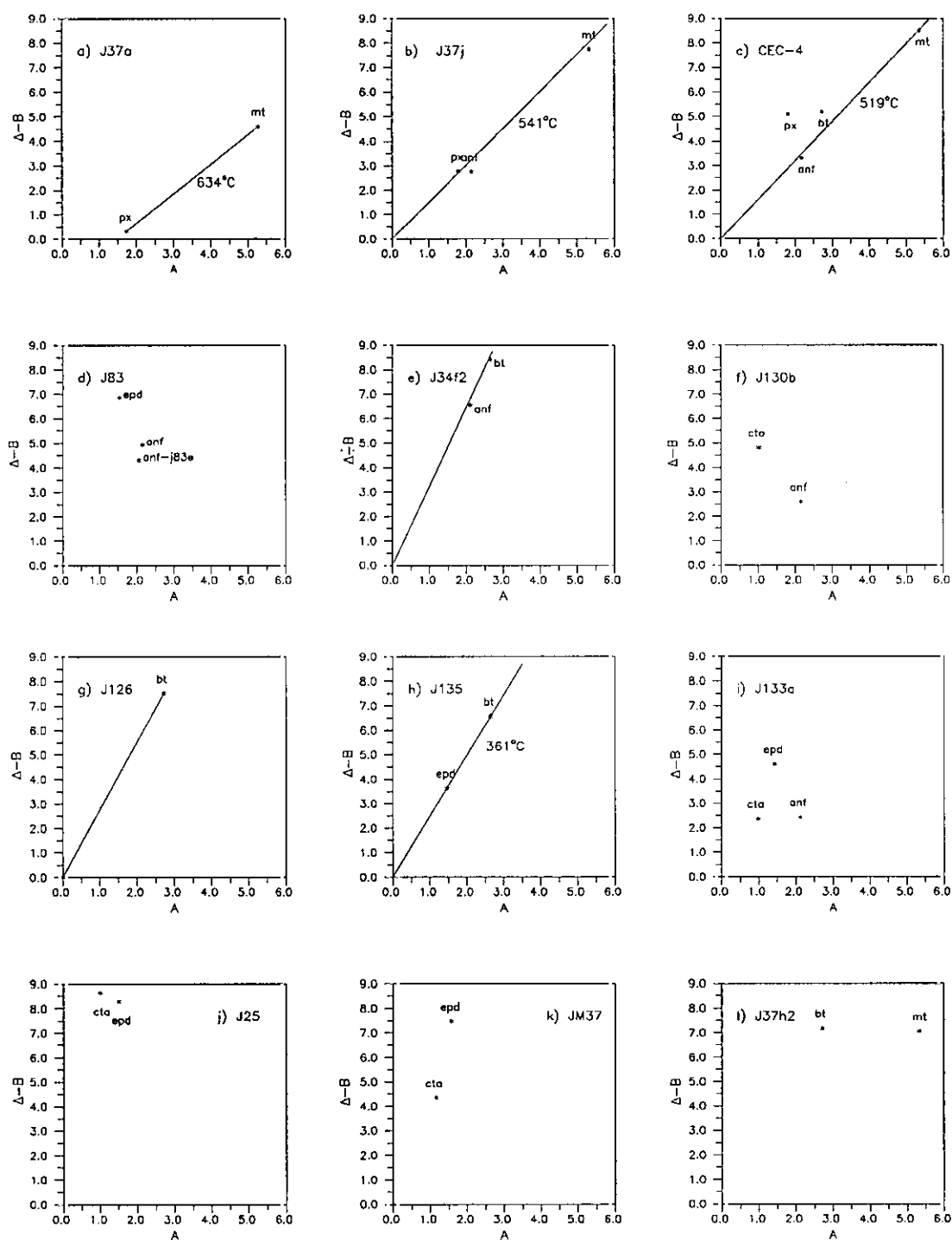


Figura 6.11.- Diagramas  $10^3 \ln \alpha_{\text{Fd-Y}} - B_{\text{Fd-Y}}$  versus  $A_{\text{Fd-Y}}$ . En aquellos casos donde se obtiene una isoterma, esta se traza y se indica su temperatura. Para las muestras J37a y CEC4 también se indican las temperaturas e isotermas del par Fd-Mt.

excesivamente elevado para el máximo valor posible del agua asociada a los procesos episieníticos. Este máximo ( $\sim -7.1\text{‰}$ ) está definido por las relaciones isotópicas del agua meteórica de la zona para la época dada (ver apartado VI.8). La única explicación posible a este  $\delta D$  ( $9.37\text{‰}$ ) es la subestimación de la temperatura, hecho que implica  $\alpha_{(bt-H_2O)}$  menores, y, por tanto, se tiende a sobreestimar el valor  $\delta D$  del fluido. En este sentido, la apertura del "gap" de miscibilidad de esta muestra indica, sin lugar a dudas, temperaturas superiores a la de otras episienitas biotíticas, esto es, a las de la muestra J135 (ver cap. 3).

La muestra **J37a** está claramente alejada del equilibrio isotópico (fig. 6.11a). Sin embargo, el par piroxeno-magnetita, que se caracteriza por su comportamiento refractario al intercambio isotópico (O'Neil, 1986), proporciona una temperatura de  $634^\circ\text{C}$ . Por otra parte, esta temperatura también se justificaría si se admitiese reequilibrio isotópico del piroxeno (petrográficamente se verifica su inestabilidad). En este caso, dado que la retrogradación de esta muestra, ver apartado VI.7.b.1, se produce con un fluido empobrecido en  $^{18}\text{O}$ , el piroxeno sufriría un empobrecimiento diferencial respecto a la magnetita, al ser la fase claramente inestable bajo las nuevas condiciones de alteración. Este empobrecimiento conduciría, conforme avanza el grado de intercambio isotópico, a temperaturas del par progresivamente más bajas (en un diagrama  $A/\Delta-B$ , la recta que uniría piroxeno y magnetita aumentaría de pendiente). La temperatura calculada, por tanto, podría ser una temperatura aparente inferior a la real, pero seguramente no muy alejada de ella, como lo indica su coincidencia aproximada con la con la temperatura obtenida por Thomas (op.cit.) para el límite máximo de estabilidad de la hastingsita a 1500 bares ( $T \geq 650^\circ\text{C}$ ).

La muestra **CEC4** (fig. 6.11c) también presenta un claro desequilibrio isotópico. La ausencia de isoterma se explica, aparte de la existencia de desequilibrios químicos (la biotita se transforma a piroxeno y éste a anfíbol, aunque también coexisten en equilibrio aparente) por la utilización de factores de fraccionamiento no adecuados para piroxeno y anfíbol (la mica es claramente una biotita relictas no recrystalizada). La ausencia de fenómenos de retrogradación generalizados, exceptuando el desarrollo del anfíbol, de forma similar a la muestra J37j, justifica la aceptación de la temperatura de  $519^\circ\text{C}$  obtenida a partir del par magnetita-feldespatos, único

par para el que se dispone de un factor de fraccionamiento adecuado.

El conjunto de temperaturas obtenidos (tabla 6.6) es escaso, sin embargo es la única posibilidad de estimar la temperatura de las episienitas primarias, dada la ausencia de geotermómetros minerales.

MUESTRA	J37a	J37j	CEC4	J135
TEMPERATURA	634°C	541°C	519°C	361°C

**Tabla 6.6.-** Conjunto de temperaturas, basadas en equilibrios isotópicos, para las episienitas primarias de la Sierra de Guadarrama.

La etapa de alta temperatura ( $T > 360^{\circ}\text{C}$ ) es la etapa de episienitización s.s. como previamente se ha comentado. Este límite inferior apoya la hipótesis, avanzada por otros autores (ver Leroy, 1978), de la desaparición del cuarzo por la existencia de un campo de solubilidad retrógrada de éste en el espacio P-T, con un límite térmico inferior similar a la anterior temperatura (ver Von Damm et al., 1991).

En otro sentido, los procesos de desequilibrio mineral en las asociaciones estudiadas no implican necesariamente la ausencia de equilibrio isotópico. Dado que la presencia de este tipo de equilibrio implica tanto la preservación de la temperatura como de las relaciones isotópicas del fluido (y posiblemente de las características químicas de éste), implica necesariamente que las variaciones de la  $P_f$  asociadas a los procesos de sellado y apertura del sistema es la responsable de gran parte de las relaciones de sustitución observadas. Esta situación es conocida desde antiguo en los sistemas hidrotermales, al ser capaces las diferencias de presión ligadas a estos procesos de modificar profundamente la solubilidad de las fases minerales presentes, condicionando su precipitación o disolución, por su acción sobre la estabilidad de las distintas especies acuosas (Bruton y Helgeson, 1983; Reed y Spycher, 1985; Helgeson, 1993).

## VI.7.- ASPECTOS CINETICOS.

**VI.7.a.- Sistemas en equilibrio isotópico.**

La etapa episienítica puede considerarse, a efectos isotópicos, como una etapa en la que el intercambio isotópico está dominado por el fluido.

Esta afirmación se sustenta en criterios geoquímicos, concretamente en los fuertes enriquecimientos observados en TR. Para ilustrarlo, se utiliza la muestra **JM150** como referencia, a la que se supone una temperatura de formación y  $\delta^{18}\text{O}$  de los minerales principales (fd, epd, bt) similares a los de **J135** (son muestras equivalentes). A partir del cálculo de una norma molecular aproximada (tabla 6.7), se obtiene un valor  $\delta^{18}\text{O}$  aproximado de 1.40‰ para esta muestra.

Para el protolito se puede adoptar un valor  $\delta^{18}\text{O}$  de 8.29‰, que es la media de las estimaciones realizadas por **Aparicio et al. (1986)** para cuarzomonzonitas y granodioritas en la Sierra del Guadarrama.

MINERAL	FELDESP.	BIOTITA	EPIDOTA
$X_{\text{O-Min}}$	0.78	0.13	0.09
$\delta^{18}\text{O}$	2.51	-3.47	-1.12

**Tabla 6.7.-** Fracciones molares de oxígeno en minerales ( $X_{\text{O-Min}}$ ) y relaciones  $\delta^{18}\text{O}$  de la muestra JM150.

La relación atómica fluido/roca efectiva ( $W/R_{ef}$ ) en sistemas abiertos se obtiene mediante la expresión (Taylor, 1977):

$$W/R_{ef} = \ln \left[ \frac{\delta_r^f - \delta_r^o}{\delta_{fl}^o - \delta_{fl}^f} + 1 \right]$$

donde los subíndices fl y r indican fluido y roca y los superíndices f y o indican final e inicial respectivamente. Un sistema abierto dominado por el fluido implica  $\delta^{18}\text{O}_f$  aproximadamente



constantes (Gregory y Criss, 1986); si se considera arbitrariamente un denominador para la anterior expresión de 0.1 (dentro del rango de error analítico de los  $\delta^{18}\text{O}$  obtenidos) y teniendo en cuenta que el numerador es igual a 6.89, tendremos una relación  $W/R_{\text{ef}}=4.25$ , relación para la que se puede considerar que el sistema está dominado por el fluido. Esta relación molar implica una relación másica  $W/R_{\text{ef}}$  de 2.11 (obtenida a partir de análisis de roca total en JM150).

Por otra parte, el incremento en Tierras Raras (TR) de la muestra es de 28 ppm lo cual implica relaciones másicas  $W/R_{\text{ef}}$  muy elevadas teniendo en cuenta los datos de Michard (1989) sobre contenidos en T.R. en fluidos hidrotermales. Considerando el caso menos favorable dado por este autor (5.080 ng/gr fluido) y asumiendo una precipitación total de las TR contenidas en el fluido, se obtiene una relación másica  $W/R$  de 5511.81, indicativa de las altas relaciones másicas  $W/R$  que implica los incrementos en TR observados y muy superiores a la de 2.11 necesaria para obtener la relación isotópica antes citada para esta muestra.

#### **VI.7.b.- Sistemas en desequilibrio isotópico.**

En los sistemas episieníticos es previsible alcanzar un estado de equilibrios isotópico inicial, dada la completa transformación mineral observada. Sin embargo, también se observa una tendencia generalizada a la pérdida de tal equilibrio, asociada a procesos de retrogradación, con transformación selectiva y, muchas veces incompleta, de la mineralogía inicial. La modificación de las relaciones isotópicas iniciales de los minerales de estos sistemas es producto, aparte del enfriamiento del sistema, a modificaciones de la relación isotópica de los fluidos y al grado de apertura del sistema (entendiéndose como tal a la relación  $u/k_f$ ), es decir, el grado de dominación del sistema por parte del fluido, lo que se traduce en un comportamiento isotópico singular para cada columna metasomática, a pesar de las tendencias comunes observadas, en los procesos de retrogradación.

La clara tendencia a la retrogradación de estos sistemas se manifiesta en el hecho que la mayor parte de los cuerpos episieníticos estudiados sean de tipo clorítico, la aparición en

todos los casos estudiados de procesos de microclinización, más o menos desarrollados; y en que los procesos de retrogradación también sean evidentes en gran parte de los cuerpos con una asociación mineralógica de alta temperatura (por ejemplo las muestras J37a, J83b) (figs. 6.11a y d), con la aparición de asociaciones minerales "primarias" de menor temperatura.

La caracterización de estos procesos de retrogradación mediante modelización de las posibles trayectorias de intercambio y comparación con éstas, se realiza con las relaciones isotópicas del oxígeno y a partir del punto de vista de **Cole et al. (1992)**, los cuales asumen que en procesos hidrotermales, por debajo de 400°C, los procesos de difusión pueden ser ignorados al ser varios órdenes de magnitud más lentos que los procesos de intercambio isotópico mineral-fluido asociados a procesos de recristalización y neoformación mineral (intercambio isotópico asociado a desequilibrio químico). Estos procesos se agrupan en lo que se ha denominado con anterioridad como reacciones de superficie (**Cole et al., 1983**).

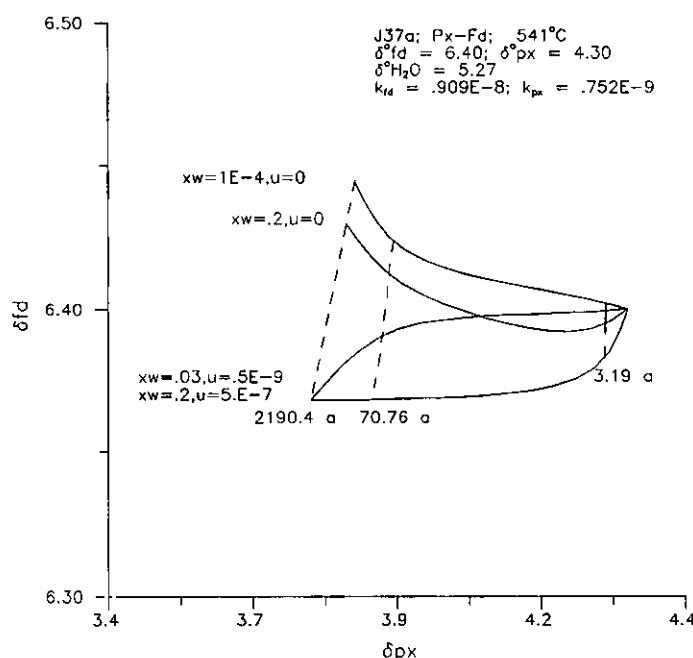
El cálculo de las posibles trayectorias isotópicas en un espacio  $\delta$  se ha realizado a partir del modelo desarrollado por **Criss et al. (1987)** (ver apartado VI.4.b.2 y anexo 3). En los gráficos utilizados para la interpretación se representa un conjunto de trayectorias características del conjunto calculado, tanto para sistemas abiertos "cerrados" ( $u = 0.0$ ) como para sistemas abiertos (**Gregory y Criss, 1987**) progresivamente controlados por el fluido. El conjunto de trayectorias elegido, además, engloban todos los posibles valores  $\delta$  para cada mineral del sistema. Por otra parte, se representan una serie de isocronas, coincidiendo siempre la última con la isoterma del par tratado.

Trayectoria se define como el camino seguido por los distintos pares isotópicos e isocrona como el locus de todos los puntos temporalmente equivalentes del conjunto total de trayectorias (**Gregory et al, 1989**).

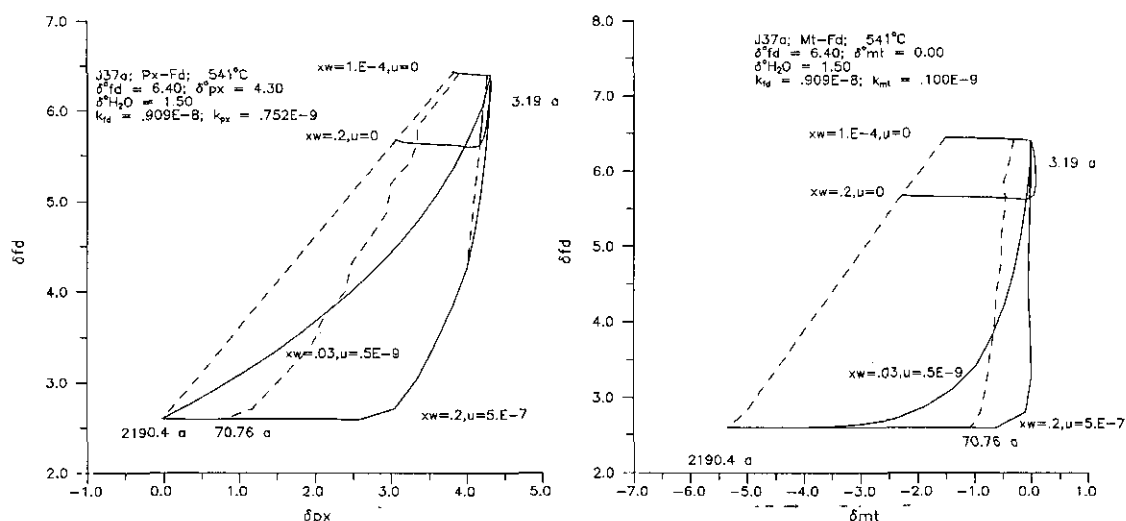
Las características de la rutina empleada así como los parámetros minerales necesarios se aportan y explican en el anexo 3.

## VI.7.b.1.- Características de los sistemas retrogradados.

**J37a.-** Esta episienita piroxénica, adyacente a la muestra J37j, presenta un proceso de retrogradación que se manifiesta en la anfibolitización del piroxeno tendiendo a una paragénesis secundaria, dentro del campo de las episienitas s.s., similar a la de J37j. Para esta muestra (J37a) se supone equilibrio isotópico previo con valores  $\delta^{18}\text{O}$  definidos por el par mt-px, que se asume ha sido preservado (ver apartado VI.5) (similares a los actuales para piroxeno y magnetita y de 6.40‰ para el feldespato). La naturaleza de la retrogradación induce a asociar a ésta con la etapa de formación de J37j. Sin embargo, suponiendo un fluido con  $\delta^{18}\text{O}=5.27\text{‰}$  y temperatura de 541°C (definidos por J37j), es imposible obtener los valores  $\delta^{18}\text{O}$  observados (4.61‰) para el feldespato, siendo el mínimo valor posible de  $\approx 6.37\text{‰}$  (fig. 6.12). Tal modificación de la relación isotópica del feldespato, asociada a mínimas variaciones en piroxeno y magnetita sólo es posible si se considera un fluido con  $\delta^{18}\text{O}$  sensiblemente menor al considerado, corta duración del proceso ( $t < 3.19$  años) y una rápida recarga (sistema abierto dominado por el fluido,



**Figura 6.12.-** Evolución isotópica de Mt y Fd de la muestra J37a suponiendo un fluido inicial con  $\delta\text{O} = 5.27\text{‰}$ . Las líneas continuas representan trayectorias de intercambio y las discontinuas, isócronas.



**Figura 6.13.-** Evolución isotópica para distintas condiciones del sistema de Mt, Fd y Px de la muestra J37a, para un fluido inicial con una relación  $\delta O$  de 1.50‰

$u > k$ ), como lo ilustra la figura 6.13, donde se ha elegido arbitrariamente un valor  $\delta^{18}O_n$  de 1.50‰. La permeabilidad del sistema ( $X_w$ ) presenta una influencia relativamente menor en los sistemas planteados, decreciendo su influencia conforme aumenta la velocidad de flujo ( $u$ ), de ahí que no se le considere expresamente. Las características composicionales de la plagioclasa de esta muestra ( $X_{Anor} \approx 0.11$ ) implica un intercambio a alta temperatura, por encima del "gap" peristerítico.

Estas consideraciones ponen al descubierto una evolución del fluido desde valores  $\delta^{18}O$  relativamente elevadas ( $\sim 5.27$ ‰) a relaciones isotópicas progresivamente meteóricas para una misma columna de alteración. Por otra parte, el fluido en equilibrio con el piroxeno y la magnetita de la muestra J37a presenta un valor  $\delta^{18}O$  de 5.76‰, muy similar al de J37j (5.27‰), lo que parece implicar sincronismo en la formación de ambas litologías y, por tanto, la existencia de fuertes gradientes térmicos laterales en cada columna metasomática.

**J25b2.-** Esta episienita clorítica se caracteriza por valores  $\delta^{18}O$  muy elevados para el feldespato (10.04‰) y epidota (1.75‰) junto a una clorita con  $\delta^{18}O = 0.00$ ‰ y temperatura

de formación de 273°C. A partir de criterios petrográficos se asume que esta litología es producto de la retrogradación de una episienita biotítica similar a J135, y por tanto con minerales de partida (feldespato, biotita y epidota (tabla 1) y fluido ( $\delta^{18}\text{O}_f = -0.74\text{‰}$ ) definidos por esta muestra. Al modelizar el proceso de retrogradación a 273°C, temperatura de formación de la clorita de la muestra, se demuestra la imposibilidad de obtener los valores isotópicos medidos en feldespato y epidota ya que, para un  $\delta^{18}\text{O}_{\text{cta}} \approx 0.0\text{‰}$  tendrían que observarse valores  $\delta^{18}\text{O}$  para feldespato y epidota de 5.0‰ y 0.0‰ respectivamente, en sistemas dominados por el fluido en proceso de larga duración (fig. 6.14). La explicación para las relaciones isotópicas de epidota y feldespato residiría en un proceso de intercambio isotópico continuado a menor temperatura, permaneciendo la clorita como fase inerte al no desestabilizarse bajo las nuevas condiciones del medio, similar a la explicación dada por Jenkin et al. (1992) para la retrogradación de los granitos del complejo de Connemara).

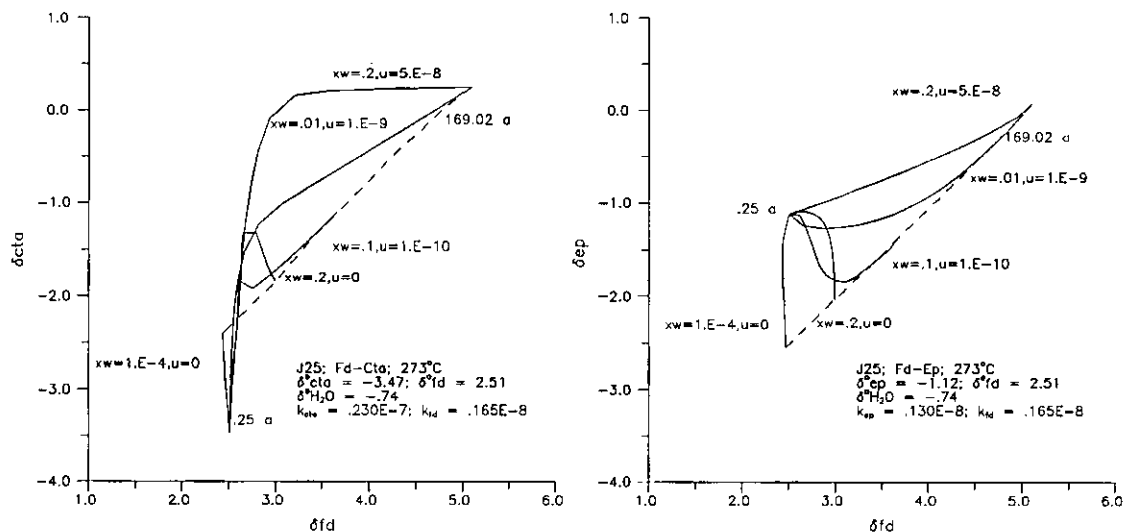


Figura 6.14.- Evolución isotópica de Ep, Fd y Cta (Bt) del sistema J25 bajo diversos modelos de un sistema abierto.

Otra consecuencia interesante de este sistema es la imposibilidad de verificarse esta retrogradación con valores  $\delta^{18}\text{O}$  del fluido significativamente menores a  $-0.76\text{‰}$ , valor estimado para las aguas meteóricas de la zona (ver apartado VI.8); el mínimo valor  $\delta^{18}\text{O}$  posible del agua

en equilibrio con la clorita,  $-0.99\text{‰}$ , se obtiene suponiendo condiciones de sistema abierto dominado por el fluido. Realmente, a la temperatura de formación de  $273^{\circ}\text{C}$  debiera aplicarse una corrección de salinidad, con un factor de fraccionamiento de  $0.87\text{‰}$  a partir de soluciones  $1\text{mNaCl}$ , lo que implicaría fluidos con  $\delta^{18}\text{O} = -1.86\text{‰}$ . Sin embargo, como previamente se ha comentado, el resto de las sales presentes deben de atenuar este factor de fraccionamiento, lo que conduciría a  $\delta^{18}\text{O}$  del fluido más cercanos al valor anterior ( $-0.99\text{‰}$ ).

En otro sentido, este modelo permite comprender el por qué del predominio de los sistemas cloríticos, así como la preservación en estos de características minerales de las episienitas de alta temperatura (por ejemplo "gap" peristerítico, conservación de la epidota, presencia de anfíbol). Como se observa en la figura 6.14, el intercambio isotópico asociado a la transformación biotita→clorita es rápido, en sincronía con esta transformación al tratarse de velocidades de reacción isotópica asociadas a procesos de reequilibrio químico, pudiendo modificarse profundamente la biotita (esto es, transformarse en clorita), con modificaciones menores en la mineralogía asociada (feldespatos y epidota). En este sentido, la consecución de un valor  $\delta^{18}\text{O}$  de  $-0.026\text{‰}$  para la clorita (similar al valor de  $0.00$  medido), se alcanza en un tiempo ideal de 3.98 años, tiempo para el que los feldespatos presentan un valor  $\delta^{18}\text{O}$  de  $2.98\text{‰}$ , muy cercano al de partida ( $2.51$ ) y claramente alejado del valor de equilibrio ( $\approx 5\text{‰}$ ) para sistemas dominados por el fluido.

**JM37.-** En la modelización de esta episienita clorítica se asumen las mismas condiciones de partida que para la anterior. Esta muestra se caracteriza por presentar además un segundo proceso de retrogradación a baja temperatura, puesto de manifiesto por la presencia de dos generaciones de clorita. La clorita I presenta una temperatura de formación de  $290^{\circ}\text{C}$  y la II de  $190^{\circ}\text{C}$ . Esta segunda generación se evidencia en un valor  $\delta^{18}\text{O}$  de  $1.72\text{‰}$  en la clorita de "alta temperatura" (ha sido la fracción separada), imposible de obtener a la temperatura de  $290^{\circ}\text{C}$  (fig. 6.15) pero sí a la temperatura inferior ( $190^{\circ}\text{C}$ ), a partir de la cual podrían obtenerse  $\delta^{18}\text{O}_{\text{cta}}$  de hasta  $2.95\text{‰}$  considerando un sistema dominado por el fluido y con consecución de equilibrio isotópico. Esta segunda etapa no ha sido modelizada al desconocerse las velocidades de intercambio isotópico asociadas a la clorita pero si se puede suponer, a partir de las

trayectorias calculadas, un fluido no muy distinto al supuesto, ya que el relativamente bajo  $\delta^{18}\text{O}$  para epidota ( $-0.41\text{‰}$ ) es difícilmente compatible con  $\delta^{18}\text{O}_\text{H}$  elevados; en este caso las grandes diferencias entre los  $\delta^{18}\text{O}$  en equilibrio y los presentados por la epidota provocarían incrementos rápidos y elevados de los  $\delta^{18}\text{O}$  de la epidota (el factor de fraccionamiento epidota- $\text{H}_2\text{O}$  a  $190^\circ\text{C}$  y un contenido en pistacita de 0.28 es igual a  $2.81\text{‰}$ ), hecho no observado. En este proceso de baja temperatura, es previsible un comportamiento inerte al intercambio isotópico de epidota y en menor medida de los feldespatos, al poderse explicar en gran medida, sus relaciones isotópicas actuales por la interacción con un fluido meteórico a  $290^\circ\text{C}$ , salvo que los procesos se desarrollen por la acción de fluidos con  $\delta^{18}\text{O}$  inferiores al valor antes considerado; estos valores menores corresponden a aguas meteóricas típicas de altitudes o latitudes más elevadas que las consideradas (aguas ecuatoriales y regiones situadas al nivel del mar, para el Pérmico Inferior) (ver apartado VI.8).

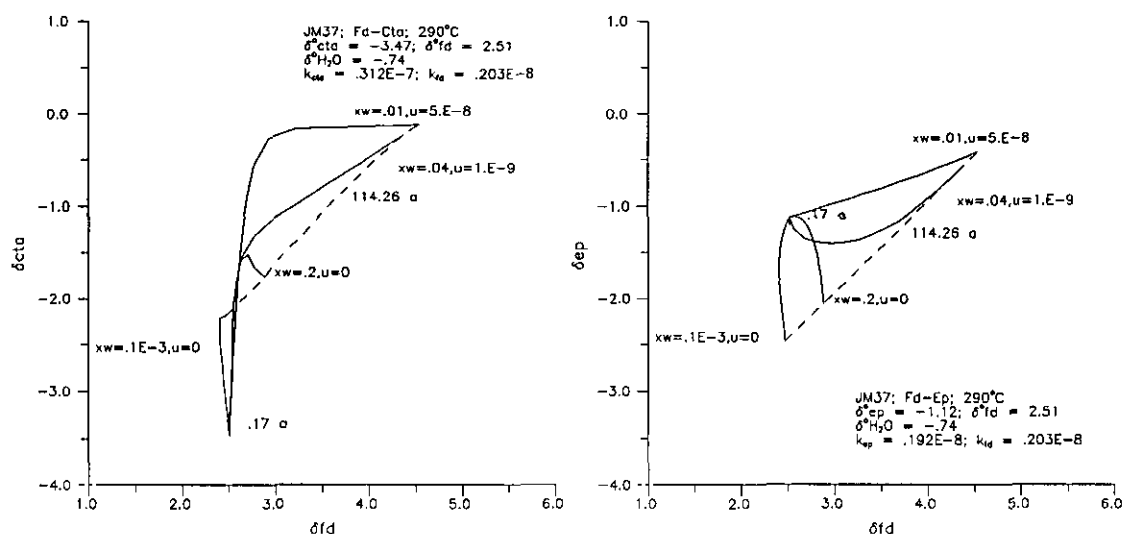


Figura 6.15.- Evolución isotópica de Ep, Fd y Cta (Bt) del sistema JM37 bajo diversos modelos de un sistema abierto.

Otros sistemas cloritizados presentan características dispares:

**J130b**, con una temperatura de retrogradación de  $202^\circ\text{C}$ , presenta un equilibrio parcial

para el par clorita-feldespatos; este hecho implica, asimilando la información obtenida en las trayectorias antes calculadas, un tiempo de reacción relativamente largo. Por otro lado el fluido calculado para el par, con  $\delta^{18}\text{O} \approx -3.0\text{‰}$ , indica un sistema abierto pero no tamponado por el fluido al ser excesivamente bajo para las posibles aguas de recarga para la época dada (el punto, dado los valores para el deuterio, se situaría significativamente alejados, por la izquierda, de la línea de aguas meteóricas). Esta retrogradación es sincrónica con el resto de los procesos estudiados.

**J133a** es una episienita anfibólica cloritizada, en la que el anfíbol original se transforma a tipos actinolíticos. La temperatura de este proceso es de  $241^\circ\text{C}$  y, si las condiciones iniciales son similares a las de J135 dado que pertenecen a la misma columna episienítica, el proceso de retrogradación, a partir del modelizado para J25 y considerando que el anfíbol juega un papel secundario de acuerdo a su importancia volumétrica, debiera verificarse bajo velocidades de flujo ( $u$ ) muy bajas para permitir una disminución del  $\delta^{18}\text{O}$  de la epidota ( $-2.00\text{‰}$ ) y en un corto intervalo temporal para permitir incrementos de este valor en la clorita ( $-1.16\text{‰}$ ) junto a casi imperceptibles aumentos en el feldespatos ( $2.60\text{‰}$ ), suponiendo la presencia de fluidos meteóricos con  $\delta^{18}\text{O}$  de  $-0.74\text{‰}$ .

#### VI.8.- NATURALEZA DEL FLUIDO.

Como se ha comentado previamente, los fluidos originales sólo se pueden caracterizar directamente a partir de minerales no retrogradados, en equilibrio con el fluido y formados en sistemas dominados por el fluido. Por otra parte, la caracterización de los fluidos con vistas a la determinación de su origen precisa del conocimiento tanto de los valores  $\delta^{18}\text{O}$  como de los  $\delta\text{D}$ , siendo estos últimos determinantes.

Del conjunto muestreado sólo se dispone de dos muestras con una asociación mineralógica que cumple con estas características: J37j y J135.



Las relaciones isotópicas de los fluidos calculadas a partir de estas muestras (tabla 6.8) permiten establecer la existencia de una línea evolutiva entre dos extremos (fig. 6.16), hecho que implica mezcla de fluidos, confirmado por los cálculos realizados a partir de las muestras J34f2 (biot. y anf.) y J83b (anf.) (tabla 6.8). Estas muestras no son válidas, en principio, para este tipo de determinaciones: J83b por haber sufrido evidentes signos de intercambio isotópico tardío aunque conservando en gran medida sus valores  $\delta$  iniciales, y J34f2, con el par anfíbol-biotita aparentemente no retrogradado, pero de la que se desconoce su temperatura de formación. Sin embargo, suponiendo una temperatura de 460°C, obtenida a partir de datos de inclusiones fluidas de una muestra originalmente similar (J130) y la presión media obtenida a partir de inclusiones fluidas en las muestras J135 y J37j (apartado IV.2.c)), confirman la evolución marcada por las muestras J135 y J37j.

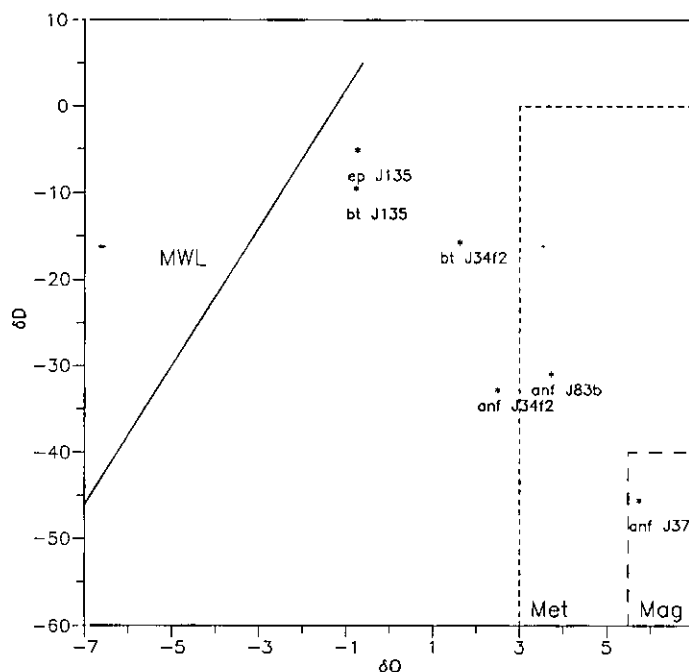
El fluido definido por la muestra J135 ( $\delta^{18}\text{O} \approx -0.76\text{‰}$  y  $\delta\text{D} \approx -7.1\text{‰}$ ) se sitúa muy próximo a la banda (fig. 6.16) definida para las aguas meteóricas (Sheppard, 1986):

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10; \quad [\pm 1\text{‰}\delta^{18}\text{O}]$$

Respecto al oxígeno, es prácticamente el menor valor  $\delta$  encontrado en los sistemas estudiados y, posiblemente, constituya el agua de recarga tardía (aguas meteóricas) del sistema. La posibilidad de que esta relación corresponda a aguas marinas ( $\delta^{18}\text{O} = 0.0/-3.0\text{‰}$ , Sheppard, *op.cit.*) se descarta ya que las reconstrucciones paleogeográficas consideran la zona de estudio como un área emergida, rodeada al NE y SE por cuencas de sedimentación de características continentales (Sopeña et al., 1989). La relación isotópica obtenida para el oxígeno del fluido (no se realiza corrección de salinidad debido a la alta temperatura de equilibrio (361°C)) corresponde, considerando una paleolatitud ecuatorial de la zona (Ziegler, 1990) para la época dada, a aguas meteóricas de regiones situadas a nivel del mar.

Respecto al hidrógeno, sobre el valor  $\delta\text{D}$  obtenido ( $\sim -7.1\text{‰}$ ) se tendría que efectuar una corrección de salinidad según los resultados de Graham y Sheppard (1980b). Considerando la corrección para una disolución 1MNaCl, el valor  $\delta\text{D}$  del fluido sería igual a  $-14.86\text{‰}$ . Sin

embargo, si se considera que el  $\delta^{18}\text{O}$  asociado es el de un fluido meteórico, este valor es excesivamente bajo para la banda propuesta para aguas meteóricas, incluso suponiendo condiciones ambientales muy húmedas (Sheppard, op.cit.). Por tanto se considera el valor  $\delta$  no corregido como representativo para las aguas meteóricas de la zona (tabla 6.8).



**Figura 6.16.-** Relaciones isotópicas (O y H) de los fluidos implicados en los procesos de episienitización. Mag. y Met.- Campos de aguas magmáticas y metamórficas, definidos por Sheppard et al. (1969) y Sheppard (1986) respectivamente.

Las relaciones isotópicas calculadas a partir de la muestra J37j, especialmente el bajo valor de  $\delta\text{D}$  ( $-45.54\text{‰}$ , sin corrección de salinidad), podría indicar un fuerte componente magmático o metamórfico para estos fluidos, como se sugiere en la figura 6.16.

Por otra parte, los datos geoquímicos (TR) y las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  iniciales de las isócronas y errócronas calculadas en el capítulo VII, que se asimilan a las relaciones isotópicas del fluido responsable de la alteración, indican, sin lugar a dudas, fluidos equilibrados con el encajante monzogranítico regional (tabla 6.9, fig. 6.16).

MUESTRA/MINERAL	$\delta^{18}\text{O}_n$	$\delta d_n$	T °C
J37j Anfíbol	5.74	-45.54	541°
Magnetita	5.50		
Piroxeno	5.11		
Feldesp.	5.21		
J135 Biotita	-0.77	-9.10	361°
Epidota	-0.76	-5.10	
Feldesp.	-0.75		
J83b Anfíbol	3.73	-30.98	460°
J34f2 Anfíbol	2.49	-32.83	460°
Biotita	1.62	-15.70	

Tabla 6.8.- Relaciones isotópicas de los fluidos asociados a los procesos de episienitización.

En este sentido, si los fluidos tienen un origen metamórfico o ígneo, deben originarse en procesos de deshidratación del encajante monzogranítico, ya sea por un metamorfismo progrado, ya sea por procesos de migmatización. En este sentido, la distribución regional mostrada por los procesos de episienitización, si bien actualmente fuertemente perturbada por la tectónica alpina, que da lugar al levantamiento diferencial de los diferentes bloques individualizados en el sector (De Vicente et al., 1992), señala la existencia de una corteza anómalamente caliente en el sector para la época dada (277 Ma), con muy elevadas temperaturas a profundidades previsiblemente no muy elevadas, desconocidas pero superiores a 5-6 Km (las episienitas pueden identificarse como canales de drenaje de fluidos calientes procedentes de niveles inferiores). Sin embargo, la naturaleza del encajante ("granitos biotíticos") excluye estas posibilidades.

Por una parte, las reacciones que conducen a la deshidratación de este material (granulitización) se producen en condiciones muy extremas, y nunca someras (Thompson, 1990). La posible identificación de estos fluidos con un fluido metamórfico procedente de niveles corticales profundos contradice las características locales determinadas para estos fluidos, pudiendo ser por tanto excluidos.

EPISIENITA	J37a-j	J34f2	J83b	J135
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	0.712	0.711	0.712	0.712

Tabla 6.9.- Relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  iniciales de las isócronas y erróneas que definen la edad de episienitización (ver apartado VII.3.b).

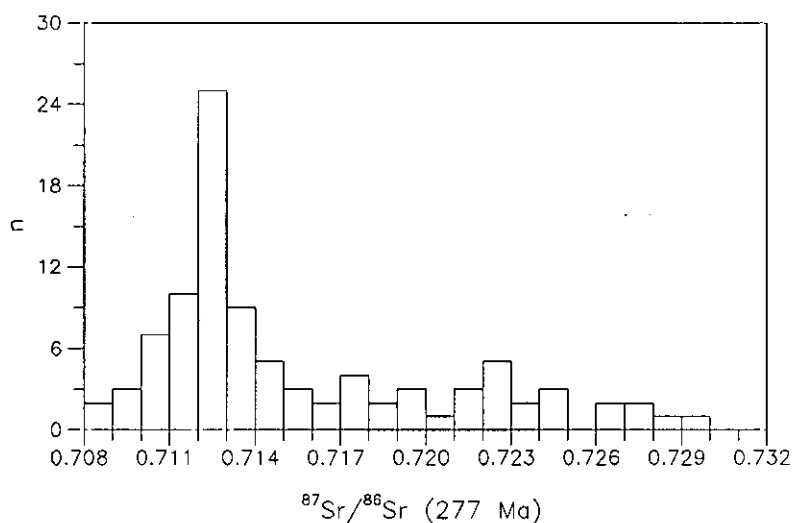


Figura 6.17.- Histograma con las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de los granitoides de la Sierra de Guadarrama hacia los 277 Ma, obtenido a partir de todas las determinaciones existentes en la bibliografía (Viallette et al., 1981; Brandebourger, 1984; Ibarrola et al., 1987; Pérez-Soba, 1991).

Por otra parte, podría ser posible la existencia de procesos de migmatización si se tiene en cuenta que puntualmente se han determinado temperaturas para el proceso de episienitización de  $650^{\circ}\text{C}$ , temperatura cercana al solidus de estos materiales (Thompson, op.cit.). Sin embargo, la fusión sólo es posible por la participación de una fase fluida externa al sistema. Si esta fase fluida es de origen meteórico podría responder tanto a las características de localidad, lo cual implicaría procesos de fusión relativamente someros, como a valores  $\delta\text{D}$  bajos, si interactúa con la fase hidratada de estos materiales (biotita). Sin embargo, aparte de que no se ha detectado ningún proceso ígneo temporalmente asociado a los procesos de episienitización, la exhumación experimentada por el macizo, especialmente durante el levantamiento diferencial de los distintos bloques durante el alpino, debiera haber facilitado la presencia de algún indicio

de procesos migmatíticos en niveles relativamente someros.

Descartadas ambas hipótesis, la única posibilidad que queda es la de aguas meteóricas en origen, con relaciones fluido/roca muy bajas y alto tiempo de residencia para posibilitar valores  $\delta D$  de hasta  $-46\text{‰}$ , obtenidos a partir de granitoides con contenidos en agua inferiores a aproximadamente un 2 % y con posibles valores  $\delta D$  de  $-77\text{‰}$ . Hay que hacer constar que este valor ( $-46\text{‰}$ ) puede estar algo acentuado si, como de hecho se ha observado en las ferri-clinoholmquistitas sódicas, existe agua no composicional, esto es, agua atrapada físicamente como inclusiones fluidas (ver apartado III.3.c1). En este caso, dado que el fraccionamiento anfíbol-agua es positivo, es posible que los valores  $\delta D$  de los anfíboles sean algo más negativos que los reales, por la presencia de agua con valores  $\delta D$  muy negativos. Este problema, que afecta principalmente al hidrógeno dados los altos contenidos en oxígeno en los silicatos, no se tiene en cuenta en la bibliografía consultada, tanto en las determinaciones experimentales de los factores de fraccionamiento como en los análisis isotópicos que se realizan.

La línea evolutiva marcada por los dos fluidos extremos (fig. 6.16) es, cuanto menos, sorprendente al estar los valores  $\delta D$  del fluido controlados parcialmente por tipos litológicos pobres en agua. Criss y Taylor (1986) ligan tales tipos evolutivos, por otra parte muy escasos, a fluidos ligados a litologías muy ricas en hidrógeno y con fuertes contrastes en los valores  $\delta D$  de los fluidos iniciales y estas litologías. Sin embargo se carece de otra explicación lógica para el origen de estos fluidos y se asume que los fluidos inicialmente movilizados en los procesos de episienitización son fluidos con altos tiempos de residencia y extremadamente bajas relaciones W/R para posibilitar los  $\delta D$  encontrados, en cierta medida, aguas de formación en el sentido de Sheppard (1986).

La posible relación obtenida entre los valores  $\delta$  del fluido y temperatura (mayores  $\delta^{18}\text{O}$  y menores  $\delta D$  a mayores temperaturas) no es unívoca. En este sentido se observa la presencia de aguas muy empobrecidas en  $^{18}\text{O}$  para procesos de alta temperatura,  $\delta^{18}\text{O} \approx -1.26\text{‰}$  a  $519^\circ\text{C}$  para la magnetita de CEC4.

***CAPITULO VII***  
***GEOCRONOLOGIA***

### VII.1.- INTRODUCCION.

El problema de la edad se ha abordado a partir de dos geocronómetros: K-Ar en minerales e isócronas internas Rb-Sr, cuyos resultados han sido parcialmente publicados en Casquet et al., 1991; Caballero et al., 1992a y Caballero et al., 1993a).

La primera técnica utilizada es, a priori, adecuada para el problema planteado, al disponerse de anfíboles, los cuales presentan temperaturas de bloqueo para la difusión volumétrica de Ar muy elevadas, superiores a 500°C (fig. 7.1). Esta temperatura sólo se alcanza localmente en las episienitas (tipos piroxénicos fundamentalmente) y nunca en los procesos de retrogradación observados en ellas.

Sin embargo, para las biotitas la situación es distinta. En el anterior capítulo no se han tenido en cuenta los mecanismos de difusión volumétrica en el tratamiento de isótopos estables, dadas las bajas sus bajas velocidades de reajuste isotópico en comparación con mecanismos de reajuste asociados a desequilibrio químico; sin embargo, en los sistemas K-Ar con bajas energías de activación para la difusión de Ar (el caso de la biotita) la difusión volumétrica puede ser un mecanismo operativo, aunque no el único, en el reajuste del sistema por pérdida de Ar. Para ilustrarlo, se ha estimado la pérdida de Ar radiogénico por difusión volumétrica en biotitas similares a las utilizadas en este trabajo: para un calentamiento a 320°C durante 1000 años la pérdida es del 3%.

Esta cifra, la cual es una aproximación teórica, es poco significativa en el análisis de isótopos estables dada la poca precisión con la que se trabaja en los mismos; sin embargo, estas pequeñas pérdidas son importantes en el análisis geocronológico. En este sentido, la anterior pérdida de un 3% de Ar en una biotita tipo J135 puede significar una edad calculada de 235 Ma frente a una edad inicial de 243 Ma.

Las temperaturas de bloqueo para anfíbol y biotita (fig. 7.1) se han calculado a partir de los siguientes parámetros y modelos geométricos de difusión:

- Anfíbol. Modelo esférico,  $D_0 = .024$  y  $E_{act} = 64.1$  Kcal mol $^{-1}$  (Harrison, 1981).  $a = .0074$  cm.

- Biotita. Modelo cilíndrico,  $D_0 = .077$  y  $E_{act} = 47.0$  Kcal mol $^{-1}$  (Harrison et al., 1985).  $a = 0.0074$  cm.

y mediante la ecuación de Dodson (1973):

$$T_b = \frac{E_{act}/R}{\ln \left[ \frac{-ART_b^2 (D_0/a^2)}{E_{act} (dT/dt)} \right]}$$

donde  $T_b$  es la temperatura de bloqueo en °K;  $E_{act}$  es la energía de activación para la difusión en kcal mol $^{-1}$ ;  $R$  es la constante de los gases;  $A$  es el parámetro de anisotropía difusional (55 para un modelo esférico y 27 para uno cilíndrico, Dodson (op. cit.));  $D_0$  es el coeficiente de difusión a temperatura infinita en cm $^2$ s $^{-1}$ ;  $a$  es el radio del cilindro, o de la esfera, en cm (se

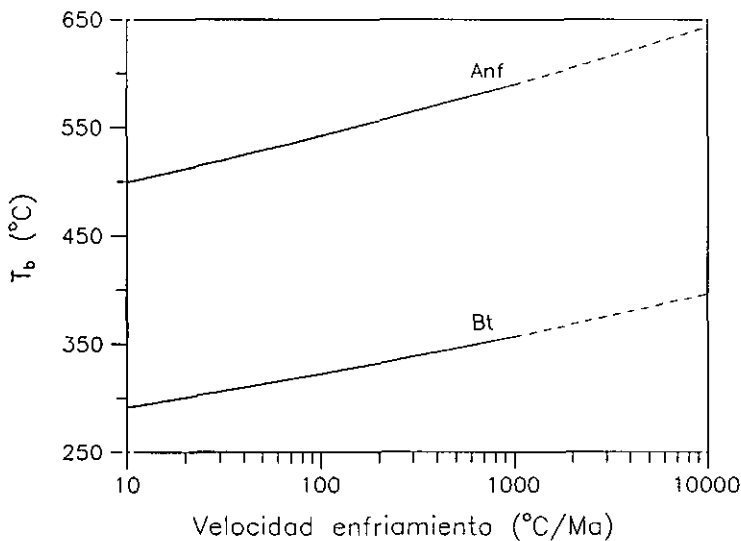


Figura 7.1.- Temperaturas de bloqueo para anfíbol y biotita en función de la velocidad de enfriamiento. Ver texto para especificaciones. Los trazos discontinuos indican el intervalo de velocidades de enfriamiento excesivamente elevadas para una aplicación estricta de la ecuación de Dodson (1973).



asume que son iguales a la mitad de la malla utilizada en la separación) y  $dT/dt$  es la velocidad de enfriamiento en  $^{\circ}\text{K/s}$ ).

El cálculo de la pérdida de Ar por difusión volumétrica activada por calentamiento en biotitas se realiza según propone **Harrison et al. (op. cit)**: asumiendo un modelo cilíndrico y empleando los anteriores valores para  $E_{\text{act}}$ ,  $D_0$  y  $a$  (radio del cilindro). El cálculo se realiza mediante la aproximación de **Crank (1975)** para transporte radial perpendicular a un eje longitudinal infinito de un cilindro, suponiendo intercambio con un reservorio de Ar infinito:

$$f = \frac{4}{\pi^{1/2}} \left( \frac{Dt}{a^2} \right)^{1/2} - \frac{Dt}{a^2} - \frac{1}{3\pi^{1/2}} \left( \frac{Dt}{a^2} \right)^{3/2}$$

$f = (^{40}\text{Ar}_i - ^{40}\text{Ar}_r / ^{40}\text{Ar}_i)$ , donde los subíndices  $i$  y  $r$  indican inicial y final, respectivamente;  $t$  es tiempo en segundos y  $D$  es el coeficiente difusional a la temperatura absoluta  $T$  ( $D = D_0 \exp(-E_{\text{act}}/RT)$ ).

Respecto al geocronómetro Rb-Sr, en principio es una buena herramienta dada la presencia de minerales neoformados (píroxeno, anfíbol y epidota) y el total reajuste isotópico detectado para el O e H de la mineralogía heredada (biotita y feldespatos), en los sistemas estudiados. Estas características indican "a priori" un elevado grado de homogeneidad isotópica para el sistema Rb-Sr, requisito imprescindible para las determinaciones geocronológicas a partir de isócronas.

Las determinaciones Rb-Sr se han realizado con dos objetivos:

1) Determinación de la edad de la alteración, y su comparación con las obtenidas mediante K-Ar.

2) Utilización de las relaciones iniciales  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  como trazadores de la procedencia de los fluidos y de la magnitud de la interacción fluido/roca.

**VII.2.- K-Ar.****VII.2.a.- Selección de muestras y procedimiento analítico.**

La selección de muestras ha estado condicionada por la escasez de episienitas primarias y la dificultad de obtención de cantidades suficientes de concentrado mineral para su análisis ( $\approx 500$  mg para el anfíbol y  $\approx 200$  mg para la biotita).

Se han analizado preferentemente episienitas con direcciones E-W, pero también un caso con dirección norteadada (J135). En total se han medido 4 anfíboles y 5 biotitas de 7 episienitas (ver anexo I para la descriptiva petrográfica):

- La biotita de una episienita piroxénica egrínica (CEC4).
- Dos episienitas anfibólicas. En la muestra J34f2 se analizan biotita y anfíbol coexistentes. En la episienita J83 se analizan dos anfíboles de dos muestras adyacentes (J83b y J83e). De estas muestras, J83e se sitúa en una banda interna, texturalmente distinta a la externa, de donde procede la muestra J83b.
- La biotita de una episienita biotítica (J135).
- La biotita de una microclinita (J37h2), de un sistema de episienitas preferentemente piroxénico (J37).
- El anfíbol de una episienita clorítica (J130).

Para el cálculo de las edades se han utilizado las constantes recomendadas por **Steiger y Jäger (1977)**:  $\lambda_{\alpha} = 0.581 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$ ;  $\lambda_{\beta} = 4.963 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$  y % atom.  $^{40}\text{K} = 0.01167$ . Los errores calculados ( $2\sigma$ ) se sitúan hacia el 2%, variando en función de la precisión de la determinación del Ar radiogénico, afectada por la presencia de pequeñas cantidades de Ar atmosférico. Los resultados se muestran en la tabla 7.1.

MUESTRA	MINERAL	%K	$^{40}\text{Ar}_{\text{reg}}$ nl/g	Edad (Ma)
J126	Bt	7.026	68.09	223.7 $\pm$ 5.1
J83e	Anf	1.073	9.969	224.6 $\pm$ 6.0
J83b	Anf	0.906	10.06	265.4 $\pm$ 5.1
CEC-4	Bt	7.270	78.29	256.9 $\pm$ 6.8
J135	Bt	8.434	85.37	243.4 $\pm$ 5.2
J34f2	Bt	5.234	46.76	216.4 $\pm$ 4.3
J34f2	Anf	1.227	13.24	258.3 $\pm$ 5.6
J37h2	Bt	5.542	54.40	236.5 $\pm$ 5.5
J130b	Anf	0.963	9.170	230.0 $\pm$ 6.5

Tabla 7.1.- Edades K-Ar sobre anfíboles y biotitas de episienitas de la Sierra del Guadarrama.

### VII.2.b.- Resultados.

Como resultado más significativo, las dos episienitas con las determinaciones duplicadas (J34f2 y J83) definen dos edades claramente diferentes, una Pérmico Inferior ( $\approx 265$ -254 Ma) y otra Pérmico Superior ( $\approx 224$ -216 Ma). Edades, que por otra parte, tienden a repetirse en el conjunto analizado.

La explicación para la episienita J83 reside en la superposición de procesos. En este sentido, la muestra J83e se sitúa en un dominio fuertemente retrogradado (cloritizado y microclinizado), mientras que el anfíbol J83b se sitúa en un dominio donde los procesos de retrogradación son incipientes. En este último caso, se ha trabajado sobre un concentrado de tipos hastingsíticos preferentemente, con un bajo grado de mezcla con tipos ferrohornbléndicos, que derivan de los anteriores mediante mecanismos de sustitución isoestructurales, proceso ligado petrográficamente a la etapa de cloritización. Este tipo de proceso implica el reajuste del sistema K-Ar (Blanckenburg y Villa, 1988).

En la episienita J34f2 la biotita es el mineral con menor edad, hecho que, dada su menor temperatura de bloqueo respecto al anfíbol (fig. 7.1), podría indicar un reajuste tardío, parcial

o total, activada por calentamiento; sin embargo el mecanismo operativo parece estar ligado a procesos de reconstrucción mineral como lo demuestra el bajo contenido en K (5.23%), indicativo de un proceso de cloritización incipiente. Por otra parte, la edad del anfíbol también puede estar reajustada, al consistir el concentrado mineral analizado en una mezcla entre tipos hastingsíticos primarios y tipos ferrohorbléndicos secundarios, si bien estos últimos en menor proporción.

Esta dualidad temporal para las episienitas J83 y J34 indica sin dudas procesos de reajuste tardíos, procesos, que como se ha visto, se identifican con los procesos de retrogradación que dan lugar a los tipos episieníticos cloríticos.

El resto de los datos disponibles también muestran una tendencia a presentar edades más recientes cuando los procesos de transformación mineral tardíos son más intensos; estos reajustes cronológicos también están asociados, en general, a los procesos de cloritización:

La muestra J130 (230 Ma) es una episienita clorítica en la que el anfíbol analizado es una mezcla de tipos ferrohorbléndicos y ferroactinolíticos. En el primer caso, derivan de tipos hastingsíticos mediante sustituciones isoestructurales, como ya se ha comentado; en el segundo caso, se trata de tipos neoformados. Ambos procesos se asocian a la etapa de cloritización.

La muestra J37h2 es una microclinita, por lo que puede suponerse que la edad (236 Ma) podría estar ligada a los procesos de microclinización. Sin embargo, al igual que la biotita J34f2, la biotita de la microclinita presenta bajos contenidos en K (5.54%), indicativos de un proceso de cloritización incipiente.

El conjunto de edades más recientes obtenidas, identificadas con los procesos de cloritización, son edades de reajuste isotópico de los sistemas episieníticos primarios y permiten desligar temporalmente los procesos de cloritización s.l. (puede tratarse de varios procesos superpuestos al existir varias generaciones de clorita), petrográficamente tardíos y con una evolución geoquímica propia, de los procesos de episienitización s.s. (esto es, decuarcificación

y albitización).

Si bien está clara la desconexión temporal de los procesos de cloritización analizados respecto a los procesos de episienitización s.s., las edades obtenidas no permiten precisar la edad real de los procesos de cloritización al desconocerse el grado de reajuste en los minerales analizados, y por tanto precisar un carácter isócrono o diácrono a nivel regional para éstos. Sin embargo, es significativo que este conjunto de edades (entre 235 y 216 Ma) tienda a coincidir con las edades obtenidas para los diques de tendencia monzonítica del Guadarrama (entre 245 y 220 Ma) (**Galindo, com. pers.**), intrusiones que implican sin lugar a dudas fuertes anomalías térmicas en niveles corticales muy someros.

Así mismo, dado que el reajuste deducido para la microclinita J37h2 parece asociado a procesos de cloritización tardíos, tampoco es posible precisar la existencia de una discontinuidad evolutiva entre los procesos de episienitización s.s. y microclinización, texturalmente tardíos y que también implican una ruptura clara de la evolución geoquímica marcada por los anteriores.

Por otra parte, tampoco es posible conocer, con los datos disponibles, las edades del proceso de episienitización s.s., al presentar todas las muestras analizadas algún indicio de alteración tardía. En este sentido, la muestra J135 (243 Ma) presenta procesos incipientes de cloritización, que si bien no afectan al concentrado analizado, la anomalía térmica asociada puede modificar, mediante procesos de difusión volumétrica, la edad real del sistema, como se ha demostrado en el anterior apartado. La misma explicación puede darse para la biotita de la muestra CEC4 (257 Ma), muestra afectada por procesos de alteración petrográficamente tardíos (formación de microclina y taeniolita) y cuarcificación incipiente. Sin embargo, estas edades parecen desconectar, dado que no es asumible un fuerte grado de reajuste en estos sistemas K-Ar, los procesos de episienitización s.s. de los procesos de granitización de la Sierra de Guadarrama, con edades siempre superiores a los 284 Ma, para los pequeños cuerpos tardíos, y superiores a los 300 Ma para los grandes cuerpos plutónicos (**Casillas et al., 1991**) (ver apartado I.2).

La biotita de la muestra J126 proporciona una edad de 223 Ma, en principio asimilable a los resultados obtenidos sobre muestras cloritizadas. Sin embargo, la episienita está afectada por procesos de naturaleza ácida (cuarzo-sericitización) y no por procesos de cloritización. Los procesos de cuarzo-sericitización, pocos conocidos, presentan un desarrollo con carácter regional e isócrono, con edades Jurásicas ( $\approx 150$  Ma) (Caballero et al., 1992a). Estas edades para estos procesos implican un reajuste menor de este sistema, posiblemente por procesos de difusión volumétrica debido al calentamiento de episienita, dado el carácter primario de estas biotitas.

### VII.3.- Rb-Sr.

#### VII.3.a.- Selección de muestras y procedimiento analítico.

El conjunto de episienitas datado es el mismo que para el K-Ar, con la única modificación de los tipos piroxénicos, al no analizarse la episienita CEC4 por la falta de suficiente material y, en cambio, analizarse las facies piroxénicas de la muestra J37.

En total se dispone de 23 determinaciones isotópicas realizadas sobre 7 episienitas (tabla 7.2), perteneciendo dos de ellas al mismo conjunto, J37: La episienita J37h2 es un tipo microclínico lateral a la episienita J37a-j, donde el sufijo -a indica un tipo piroxénico poco anfibolitizado y el sufijo -j un tipo piroxénico muy anfibolitizado (ver anexo I). Las determinaciones se han realizado tanto en roca total como en minerales. El conjunto de minerales analizado comprende tanto minerales neoformados (piroxeno, anfíbol y epidota) como minerales transformados y/o neoformados (feldespatos y biotita).

El cálculo de las edades se ha realizado con un programa del Dr. Snelling (Dpto. Petrología, U.C.M.), basado en el método de York (1966, 1969) y modificado con la propuesta de Williamson (1968) para el cálculo de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial. La constante de desintegración utilizada es la recomendada por Steiger y Jäger (1977):  $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ . En

la rutina de cálculo se magnifica el error de las edades calculadas cuando el valor MSWD es superior a uno ( $2\sigma = 2(\sigma \times \text{MSWD})^{1/2}$ ) (York, 1966). Este procedimiento, si bien facilita las tareas de cálculo, no es metodológicamente correcto, ya que el valor MSWD que define la isocronía (es decir, cuando el error analítico puede explicar el error de la regresión) varía en función del número de puntos de la regresión y del número de duplicados utilizados para el cálculo del error analítico, convergiendo hacia un valor 1 para muestras progresivamente crecientes y calibrados progresivamente más numerosos (tabla 7.3) (Brooks et al., 1972):

Por otra parte, en el cálculo siempre se ha considerado un error para las determinaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  constante (s.d. = 0.01 %, donde s.d. es la desviación standard)

Nº Puntos	MSWD
3	3.92
4	3.07
5	2.68
6	2.45
7	2.29
...	....

Tabla 7.3.- Valores MSWD marcadores de isocronía en función del número de puntos de regresión.

### VII.3.b.- Resultados.

La regresión de las siete episienitas analizadas proporciona 5 erróneas y 2 isóneas (tabla 7.4). Las erróneas corresponden a los tipos episieníticos primarios débilmente retocados, y proporcionan edades de regresión comprendidas entre 274 y 294 Ma. Las isóneas corresponden, paradójicamente, a tipos fuertemente retrogradados: la muestra J130 (episienita clorítica) y la muestra J37h2 (microclinita), con edades de 270 y 266 Ma respectivamente.

MINERAL	Rb	Sr	Rb-Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	s.d. (%)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	s.d. (%)
J37 j,a,h2							
j, Anf	33.071	9.936	3.3285	9.6701	0.5	.750149	0.01
a, Px	3.702	19.86	0.1864	0.5395	0.5	.714121	0.01
a, Fd	210.23	79.28	2.6517	7.6974	0.5	.741587	0.01
a, RT	110.85	89.20	1.2427	3.6020	0.5	.726287	0.01
h2, Bt	1113.8	13.73	81.151	257.39	0.5	1.691846	0.02
h2, Fd	394.89	43.17	9.1478	26.752	0.5	.817625	0.015
h2, RT	331.31	50.06	6.6180	19.301	0.5	.789641	0.01
J135							
Bt	449.25	4.815	93.294	301.41	0.5	1.900271	0.025
Ep	8.390	697.9	0.0120	0.0348	0.5	.712635	0.01
Fd	34.370	136.0	0.2527	0.7317	0.5	.715038	0.01
J83 b,e							
b, Anf	22.547	20.45	1.1024	3.1951	0.5	.725937	0.01
b, Ep	7.853	16.49	0.4760	1.3784	0.5	.717378	0.01
b, Fd	140.63	91.09	1.5438	4.4781	0.5	.733900	0.01
b, RT	81.502	10.91	7.4710	21.805	0.5	.797434	0.015
e, Anf	12.233	10.86	1.1268	3.2658	0.5	.725378	0.01
J34f2							
Bt	889.15	9.013	98.648	320.61	0.5	1.96815	0.025
Anf	55.628	11.84	4.6957	13.661	0.5	.764192	0.01
Fd	214.89	104.1	2.0651	5.9904	0.5	.734156	0.01
RT	184.76	111.8	1.6515	4.7887	0.5	.730050	0.01
J130 b							
Anf	20.713	18.47	1.1212	3.2494	0.5	.724954	0.01
Ep	10.749	555.8	0.0193	0.0560	0.5	.712680	0.01
Fd	274.10	104.3	2.6282	7.6295	0.5	.741788	0.01
JM37							
Ep	5.048	10.46	0.4825	1.3968	0.5	.713056	0.01

Tabla 7.2.- Contenidos en Rb, Sr, y relaciones Rb-Sr e isotópicas por mineral o roca total (RT) para cada muestra. Las letras adjuntas a las abreviaturas minerales indican la muestra de procedencia en el caso de que se tengan varias para un mismo sistema episenítico.



EPISIENITA	N° puntos	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$	Edad (Ma)	MSWD
J37a-j	4	$.7121 \pm .00015$	$274 \pm 7$	7.76
J34f2	4	$.7111 \pm .00027$	$274 \pm 6$	5.90
J83	5	$.7124 \pm .00014$	$294 \pm 46$	322
J135	3	$.7123 \pm .00010$	$276 \pm 9$	11.2
J37h2	3	$.7165 \pm .0011$	$266 \pm 3$	0.15
J130b	3	$.7125 \pm .00014$	$270 \pm 3$	0.00

**Tabla 7.4.-** Relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  iniciales, edades y valores MSWD de los sistemas analizados, empleando todos los datos disponibles para cada sistema.

El principal problema planteado con estos resultados es el significado de las edades de regresión.

Inicialmente, puede suponerse que se trata de sistemas parcialmente rehomogeneizados por la acción de procesos tardíos (cloritización), sobre todo si se tienen en cuenta las diferencias cronológicas entre estas edades y las K-Ar. Sin embargo, estos sistemas se caracterizan, a diferencia de las edades K-Ar, por una edad similar ( $\approx 275\text{Ma}$ ) y relativamente bajos valores MSWD, características que parecen excluir la posibilidad de procesos tardíos de rehomogeneización que, como en el caso del K-Ar, fácilmente daría lugar a la existencia de un amplio rango de edades de regresión. La episienita J83 se aparta de la anterior tendencia, con una edad muy diferente ( $294 \pm 46\text{ Ma}$ ) y con un valor MSWD muy elevado (322).

La otra explicación probable de la ausencia de isocronía debe de residir en la ausencia de homogeneización isotópica completa durante el proceso de episienitización s.s.. Si esta hipótesis es cierta, la mayor desviación respecto a la posible línea de isocronía deberían mostrarla los agregados feldespáticos, al ser los únicos minerales analizados que son parcialmente heredados de la roca ígnea. Este hecho se acentúa si se tiene en cuenta que los concentrados medidos se nutren fundamentalmente de la fracción feldespática grosera (antiguas plagioclasas alcalinizadas y ortosas graníticas), al no producir, debido a su tamaño de grano,

mixtos en la fracción de grano elegida (0.15 - 0.30 mm), a diferencia de los agregados granoblásticos de los mantos feldespáticos.

Esta última hipótesis se confirma al realizar la regresión para las muestras sin los feldespatos, para aquellos sistemas donde es posible. Las regresiones obtenidas proporcionan dos isócronas (J37a-j y J34f2) con edades similares a las obtenidas a partir del conjunto global de datos ( $278 \pm 3$  y  $274 \pm 4$  Ma respectivamente) (figs. 7.2; 7.3) y una nueva errócrona (J83b) con edad  $279 \pm 34$  Ma (fig. 7.5). En este caso, además del concentrado feldespático, también se ha descartado el anfíbol J83e, cuya edad K-Ar implica claramente un profundo reequilibrio bajo las condiciones de retrogradación.

Este conjunto de edades, junto a edad de regresión de J135 ( $276 \pm 9$  Ma) (fig. 7.5), permite definir un carácter isócrono, con carácter regional, para los procesos de episienitización

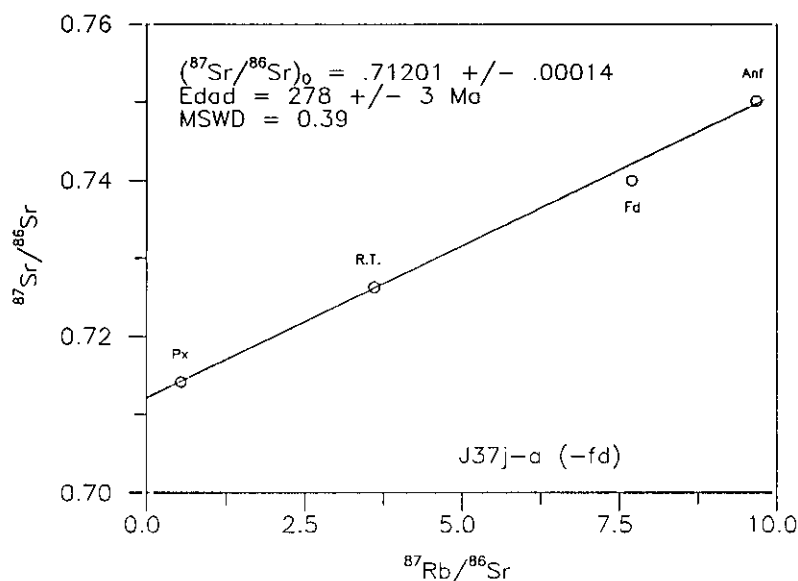


Figura 7.2.- Isócrona interna de la muestra J37a-j obtenida a partir de anfíbol (Anf), roca total (R.T.) y piroxeno (Px). También se representa la posición de las relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  para un concentrado de feldespatos (Fd) no incluida en el cálculo..

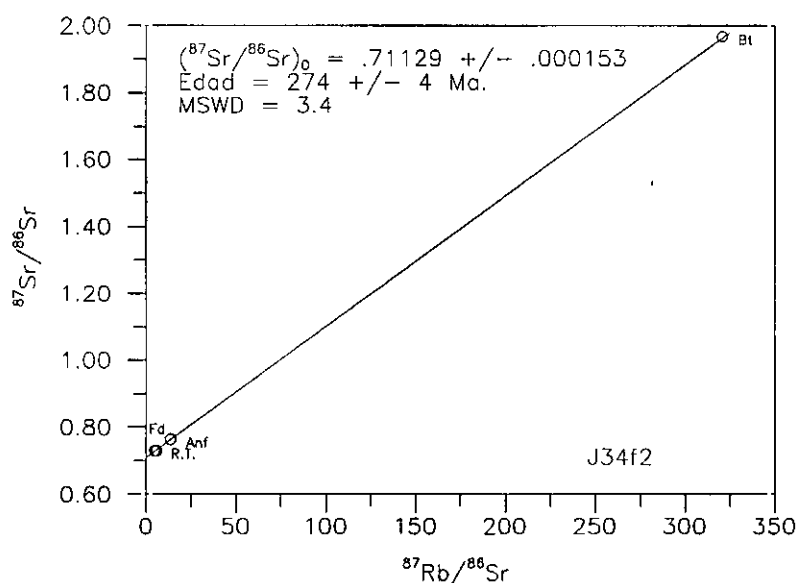


Figura 7.3.- Isócrona interna de la muestra J34f2 obtenida a partir de biotita (Bt), anfíbol y roca total. Aunque representada, no se utiliza en el cálculo la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  del concentrado feldespático.

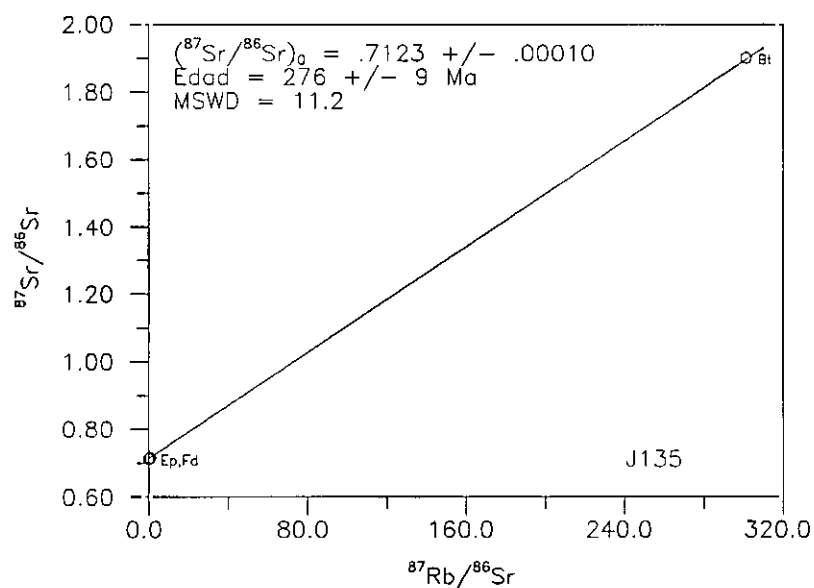


Figura 7.4.- Edad de regresión obtenida en la muestra J135 a partir de biotita, feldespato (Fd) y epidota.

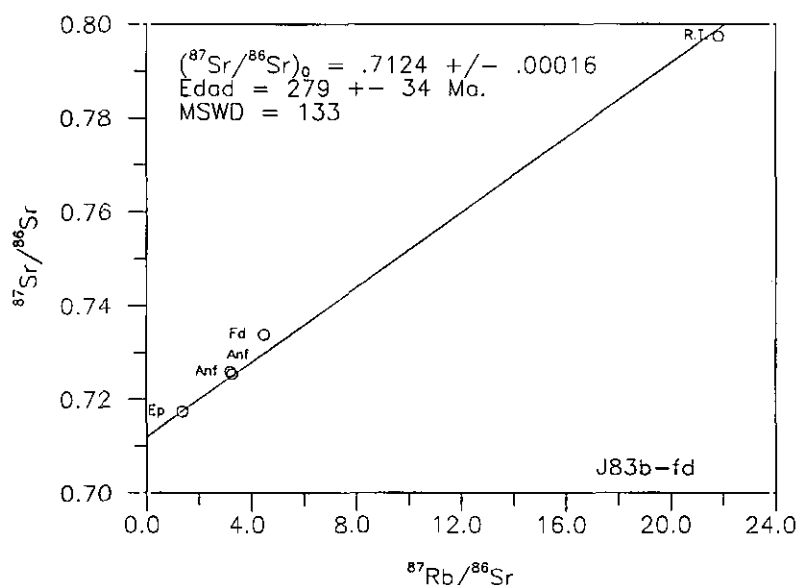


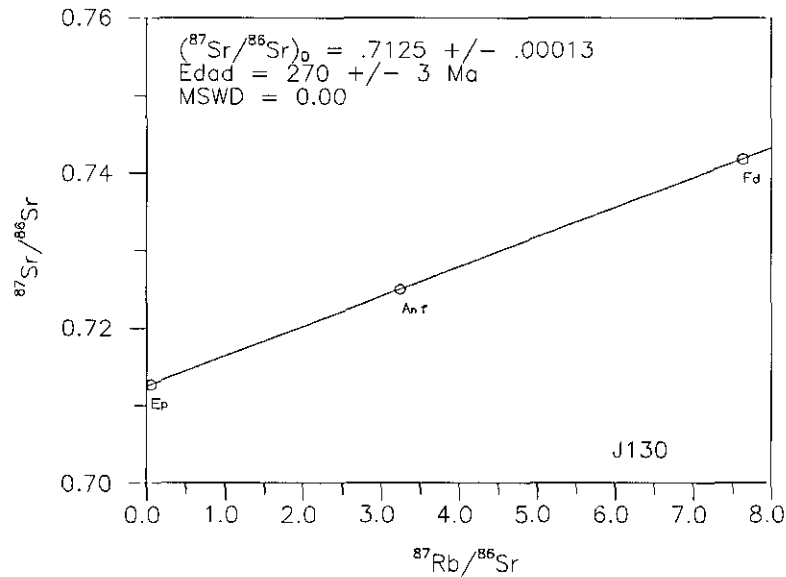
Figura 7.5.- Edad de regresión obtenida en la muestra J83b a partir de roca total, anfíbol y epidota. Se incluyen en la figura, aunque no en el cálculo las relaciones isotópicas de un concentrado feldespático y del anfíbol J83e.

s.s. (decaurcificación y alcalinización) en la Sierra de Guadarrama, cuya edad media es de 277 Ma, es decir, Pérmico Inferior. Esta edad confirma también los datos K-Ar y la evidencia de campo, sobre la desconexión de los procesos de episienitización s.s. de la historia magmática reconocida de la Sierra de Guadarrama; tanto de la plutónica, cuyos últimos eventos de los que se disponen de datos fiables se sitúan hacia los 284 Ma (Casillas et al., 1991), como de la actividad filoniana principal, con una edad de 298 Ma para un pórfido granitoideo de dirección E-O (Galindo, com. pers.).

Otro aspecto planteado es el significado de las edades isocrónicas de las muestras J130 y J37h2, episienita clorítica y microclinita respectivamente.

La edad de  $270 \pm 3$  Ma de la episienita clorítica (fig 7.6) es una edad intercalada entre la de los procesos de episienitización s.s., previamente definida ( $\approx 277$  Ma) y las edad máxima para los procesos de cloritización obtenida a partir de K-Ar ( $230 \pm 6.5$  Ma)(anfíbol de la muestra

J130).

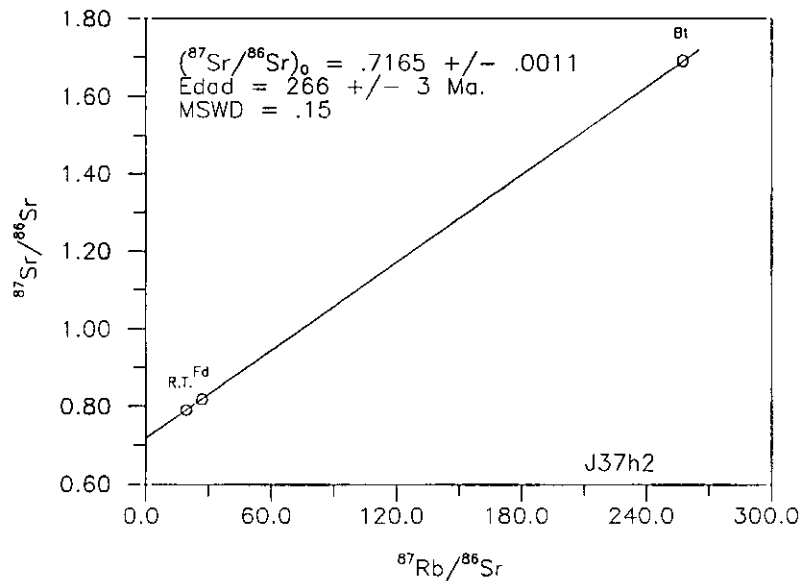


**Figura 7.6.-** Isócrona interna obtenida en la muestra J130 a partir de feldespato, anfíbol y epidota.

Se interpreta como una falsa isócrona producto del reajuste de los distintos minerales de la muestra a velocidades diferentes, tal que se observa una convergencia en una línea aparentemente isócrona, mecanismo similar al definido por **Gregory y Criss (1986)** para la interpretación de falsas isotermas obtenidas a partir de isótopos estables. Esta interpretación se justifica ante la imposibilidad de asignar esta edad a un proceso de episienitización s.s. o a un proceso de retrogradación (cloritización).

La posibilidad de que esta edad represente al proceso de episienitización s.s. en esta muestra se descarta dadas las modificaciones que han sufrido los minerales de la muestra utilizados para el cálculo: los procesos de cloritización implican pérdida de K (y posiblemente de Rb) en los anfíboles y albitización de la plagioclasa (y posiblemente movilidad de Sr) (ver cap. II).

Por otra parte, tampoco es la edad del proceso de cloritización ya que la datación del anfíbol mediante la técnica de K-Ar proporciona edad de  $230 \pm 6$  Ma. El anfíbol datado, una mezcla de ferrohornblendas principalmente y ferroactinolitas en menor grado, es un anfíbol claramente vinculado al proceso de cloritización de la muestra y, por tanto, descarta la anterior hipótesis.



**Figura 7.7.-** Isócrona interna obtenida en la muestra J37h2 a partir de biotita, feldespato y roca total.

La edad  $266 \pm 3$  Ma de la microclinita J37h2 (fig 7.7) no permite discernir al igual que los datos K-Ar entre la continuidad de los procesos de episienitización s.s. y microclinización. Se trata de una edad obtenida a partir de una isócrona (MSWD = 0.15) construida con tres puntos, uno de ellos (biotita) muy alejado de los otros dos; **Kalsbeek y Hansen (1989)** demuestran que este tipo de isócronas pueden dar lugar fácilmente a falsos resultados, muy sesgados respecto a la edad estadísticamente verdadera. Este hecho no se ha tenido en cuenta para la episienita J34f2 ya que la edad calculada para ella se confirma con otras edades; pero en este caso existe la evidencia de un retoque tardío de la biotita (ver tabla VII-1), con pérdida de K y, por otro lado, la regresión de estos datos junto a los datos de las muestras J37a-j da la

edad obtenida para el proceso de episienitización s.s. ( $275 \pm 5$  Ma), si bien es una edad de regresión (MSWD = 4.02). Este conjunto de evidencias parece indicar una continuidad fenomenológica entre los procesos de episienitización s.s. y microclinización, en cuyo caso podrían considerarse a estos últimos como los procesos que definen los últimos estadios del proceso de episienitización s.s., posiblemente vinculados al colapso térmico del proceso hidrotermal.

## ***CAPITULO VIII***

### ***MODELO TERMODINAMICO DE LOS PROCESOS DE EPISIENITIZACION***



### **VIII.1.- RESTRICCIONES GEOLOGICAS.**

Los procesos de episienitización pueden describirse como el resultado de un proceso metasomático advectivo, donde la alteración (proceso metasomático) es el resultado de la interacción de un fluido externo, con propiedades impuestas por los entornos de circulación previos, en desequilibrio con el encajante (**Norton, 1987**). Las características de los sistemas episieníticos son las siguientes:

La evidencia geoquímica, isótopos de Sr y Tierras Raras fundamentalmente, indica que el fluido responsable de la alteración ha evolucionado en un medio con una química igual, "grosso modo", a la del encajante. Esta característica del proceso de episienitización indica que el desequilibrio fisico-químico desencadenante del proceso metasomático es el resultado únicamente de la variación de las propiedades intensivas físicas del medio (P-T).

Las episienitas se caracterizan por la ausencia de raíces visibles. Por otra parte, son bandas de deformación, y por tanto, canales de circulación de los fluidos. La transición entre un régimen de flujo disperso a otro de flujo canalizado implica un brusco aumento de las relaciones fluido/roca, transitándose desde un sistema dominado por la roca a otro donde cualquier interacción fluido-roca está dominada por el fluido focalizado, con alta capacidad de alteración (**Fyfe et al., 1978; Zharikov et al, 1991**).

Por otra parte, se trata de sistemas muy maduros en el sentido de **Lasse y Blattner (1988)**, como lo demuestra los incrementos observados de elementos considerados como inmóviles (Tierras Raras). En otros términos, las episienitas son el resultado de la interacción de la roca caja con un elevado número de cargas acumulativas de fluido introducidos en el sistema.

El análisis de los procesos de episienitización mediante isótopos estables indica que los fluidos responsables de la alteración transitan entre fluidos con muy elevados tiempos de residencia y especialmente bajas relaciones fluido/roca y fluidos meteóricos con relaciones no

modificadas por el entorno de circulación. Estas características indicarían un tránsito entre fluidos cercanos o en equilibrio con el área (volumen) fuente a fluidos desequilibrados con ésta, resultado de elevadas velocidades de recarga del sistema dada las bajas relaciones fluido/roca que implica un flujo disperso, como previamente se ha comentado. La naturaleza de los solutos de ambos fluidos está dada por la naturaleza del encajante, como ha sido demostrado a partir del análisis geoquímico y como debe esperarse de un agua meteórica, agua originada por un proceso de precipitación y, por tanto, no salina (Sheppard, 1986). Sin embargo, mientras es factible para el primer tipo de fluidos un contenido en solutos resultante de procesos de equilibrio local con el encajante, para el segundo es previsible una composición dominada por los aspectos cinéticos del proceso de equilibrio irreversible que da lugar a su salinización, en cuyo caso se trataría de un equilibrio parcial (Helgeson et al., 1979).

En todos los casos analizados los fluidos responsables de los procesos de episienitización son hiposalinos ( $< 6.2\%$  equiv. NaCl). La temperatura de alteración oscila entre los 650 y los 360°C. La presión de fluidos calculada oscila entre los 1700 y 1400 bares, si bien la evidencia petrográfica parece indicar que se trata de presiones de fluido ( $P_f$ ) cercanas a la presión litostática ( $P_l$ ), propias del sellado de estos sistemas.

La evidencia petrográfica y los balances de masa realizados indican que los procesos de episienitización consisten fundamentalmente en una pérdida de  $\text{SiO}_2$  (cuarzo) y ganancia de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (albita). En este sentido, cualquier modelo intentado para explicar el desarrollo de estas litologías debe responder fundamentalmente a dos procesos acoplados: decuarcificación y alcalinización (albitización) del medio. El resto de los cambios químicos observados obedecen, como se ha demostrado, a diferencias térmicas, procesos de retrogradación frecuentemente diacrónicos y fluctuaciones de la  $P_f$  asociadas al sellado y reapertura del sistema, capaces, por su acción sobre la estabilidad de los distintos complejos acuosos de modificar apreciablemente los mecanismos de precipitación/disolución mineral (Bruton y Helgeson, 1983; Reed y Spycher, 1985; Helgeson, 1992).

### VIII.2.- SOPORTE TERMODINAMICO DEL MODELO.

El modelo que se presenta ha sido realizado mediante una versión modificada de los programas SOLVEQ y CHILLER (Reed y Spicher, 1989). Ambos programas proporcionan la solución de un sistema de ecuaciones no lineales para una situación de equilibrio químico en un sistema acuoso multicomposicional, mediante la técnica de Newton-Raphson, de forma similar, aunque simplificada, al desarrollo de Helgeson (1968). El sistema de ecuaciones no lineales contiene tantas ecuaciones de balance de masa como componentes termodinámicos tenga el sistema así como tantas ecuaciones de acción de masa como minerales y gases saturados tenga el sistema (Reed, 1982). Ambos programas utilizan la base de datos SOLTHERM.

El programa SOLVEQ es una versión simplificada enfocada al cálculo de equilibrios químicos homogéneos, aunque también es posible forzar el equilibrio con un conjunto mineral o fugacidades gaseosas. Permite fijar y variar, para una composición dada, tanto la temperatura como la actividad de cualquier componente del sistema. Proporciona la distribución de las distintas especies acuosas, los índices de saturación de las fases sólidas y las fugacidades de los distintos gases presentes en el sistema (Spycher y Reed, 1992).

El programa CHILLER modeliza los efectos de las variaciones de T, P, H (entalpía) y composición de sistemas químicos heterogéneos que incluyen fases sólidas y gaseosas en un medio acuoso, para sistemas cerrados o abiertos. El programa permite, para sistemas saturados en gases, la solución múltiple de ecuaciones de acción de masa, de balance de masa y de balance de calor como función de la temperatura, presión o calor. Por otra parte, permite el tratamiento mediante ecuaciones viriales de mezclas no ideales de gases reales y esquemas de cálculo para soluciones sólidas ideales y no ideales (Spycher y Reed, *op. cit.*)

Estos programas han sido parcialmente modificados (Tornos et al., 1991; Casquet et al., 1992) para permitir la saturación del fluido en minerales que no sean términos extremos puros y, por tanto, con actividad inferior a 1.

Asimismo, en la base de datos SOLTHERM las constantes de regresión para el cálculo de los parámetros de la ecuación de los coeficientes de actividad de especies acuosas cargadas de Oelkers y Helgeson (1991). También ha sido modificado el cálculo de los coeficientes de actividad de las especies acuosas neutras, igualándolos a los de la especie acuosa  $\text{NaCl}_{(aq)}$ , a partir de la regresión dada por Oelkers y Helgeson (op. cit.), por considerarse más acordes con la naturaleza de las especies a tratar que los del  $\text{CO}_{2(aq)}$ .

El mayor problema planteado al trabajar con estos códigos de modelización termodinámica de procesos hidrotermales es el limitado campo de condiciones P-T de trabajo, con límites entre 0 y 500 bares y 25 y 300°C. Estos límites son claramente inferiores a los necesarios en el modelo planteado, de donde ha sido necesario modificar ambos programas para trabajar con una base de datos generada a temperaturas y presiones superiores.

Dadas las características del modelo planteado, se ha generado una nueva base de datos que tabula los parámetros termodinámicos necesarios de forma puntual a presiones de 500, 1000, 1500 y 2000, y temperaturas comprendidas entre 300 y 500°C. Esta base de datos incluye los parámetros de 6 minerales, 20 especies acuosas y 4 gases (tabla 8.1), que permiten describir, si bien de manera simplificada, el sistema  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-H}_2\text{O-HCl}$ , así como su evolución a diferentes condiciones P-T.

De los cuatro gases,  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{HCl}$  y  $\text{O}_2$ , ambos programas consideran un comportamiento no ideal para los tres primeros, calculándose los coeficientes de fugacidad de éstos mediante las ecuaciones viriales de Reed y Spicher (1988).

Como previamente se ha comentado, los coeficientes de actividad de las especies acuosas cargadas han sido calculados mediante la ecuación modificada de Debye-Hückel por Helgeson et al. (1981) con los parámetros del  $\text{NaCl}$   $b_{\tau, \text{NaCl}}$  y  $b_{\tau, \text{Na} + \text{Cl}}$  de Oelkers et al. (1991). Los coeficientes de actividad de las especies neutras han sido estimados a partir de la regresión de estos últimos autores para el  $\text{NaCl}_{(aq)}$ .

**VIII.- MODELO FISICO-QUIMICO DE LOS PROCESOS DE EPISIENITIZACION**

MINERALES	FUENTE DE DATOS
Albita	Sverjensky et al. (1991)
Caolinita	SPRONS92
Cuarzo	"
Moscovita	Sverjensky et al. (1991)
Microclina	SPRONS92 + Sverjensky et al. (1991)
Paragonita	"
Pirofilita	SPRONS92
ESPECIES ACUOSAS	FUENTE DE DATOS
H <sup>+</sup>	SOLTHERM
Na <sup>+</sup>	"
K <sup>+</sup>	"
Al <sup>3+</sup>	"
Cl <sup>-</sup>	"
OH <sup>-</sup>	"
SiO <sub>2</sub> (aq)	SPRONS92
H <sub>3</sub> SiO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	"
H <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Calculado según Shock y Helgeson (1988)
NaCl <sub>(aq)</sub>	SPRONS92
KCl <sub>(aq)</sub>	Sverjensky et al. (1991)
O <sub>2</sub> (aq)	SPRONS92
H <sub>2</sub> (aq)	"
NaOH <sub>(aq)</sub>	Calculado según Shock et al. (1989)
KOH <sub>(aq)</sub>	Sverjensky et al. (1991)
HCl <sub>(aq)</sub>	"
Al (OH) <sub>3</sub> (aq)	Pokrovskii y Helgeson (1992)
Al (OH) <sub>4</sub> <sup>-</sup>	"
Al (OH) <sub>2</sub> <sup>+</sup>	"
Al (OH) <sub>2</sub> <sup>2+</sup>	"
NaH <sub>3</sub> SiO <sub>4</sub>	SPRONS92
KH <sub>3</sub> SiO <sub>4</sub>	"
H <sub>3</sub> SiO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	"
H <sub>3</sub> NaSiO <sub>3</sub>	"
H <sub>3</sub> KSiO <sub>3</sub>	"

**Tabla 8.1.- Fuente de datos termodinámicos para minerales y especies acuosas empleados.**

Las constantes de disociación de los minerales y de equilibrio de algunas especies acuosas han sido calculados mediante el programa SUPCRT92, que integra energías libres de Gibbs, constantes de capacidad calorífica y de la entropía de los minerales, obtenidas a partir de la base de datos SPRONS92, para el cálculo de constantes de equilibrio a altas temperaturas y presiones (Johnson et al., 1992).

En el caso de especies acuosas no tabuladas en la base de datos del SUPCRT92, sus propiedades termodinámicas ( $\Delta G^\circ_f$ ,  $\Delta H^\circ_f$ ,  $S^\circ$ ,  $C^\circ_p$ ,  $V^\circ$  y las constantes  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$ ,  $a_4$ ,  $c_1$ ,  $c_2$  y  $\omega_e$ ) han sido calculadas en base a las ecuaciones de Shock y Helgeson (1988) que, siguiendo la base teórica de Tanger y Helgeson (1988), permiten predecir las constantes termodinámicas de especies acuosas cargadas en base a las características de los iones simples que las forman y a la carga del complejo mediante un conjunto de regresiones lineales (Tornos et al., 1991). Las mismas propiedades termodinámicas de las especies neutras han sido estimadas siguiendo la metodología de Shock et al. (1989). Finalmente, las constantes de los complejos acuosos del aluminio son de Pokrovskii y Helgeson (1992) y los de algunos minerales y especies acuosas neutras de Sverjensky et al. (1991); los valores estimados por estos últimos autores son similares a las obtenidas en Tornos et al. (1991), y no modifican apreciablemente las conclusiones obtenidas en este trabajo. Estas constantes termodinámicas han sido incorporadas en la base de datos SPRONS92.DAT, lo que ha permitido calcular mediante el programa SUPCRT92 las constantes de estabilidad de algunos minerales.

Las constantes de disociación y equilibrio a distintas presiones y temperaturas han sido incorporadas a las bases de datos en forma de polinomios con el fin de facilitar la interpolación a temperaturas intermedias a las calculadas.

### **VIII.3.- MODELO FISICO-QUIMICO.**

Hasta el momento no se ha logrado modelizar los procesos de episienitización desde un punto de vista fisico-químico. El único intento realizado (Cathelineau, 1987a) se limita a un

planteamiento de mantenimiento de la subsaturación en  $\text{SiO}_2$  mediante la interacción de un granito con un fluido subsaturado en Si, Al, Mg y Fe, y sobresaturado en álcalis. Por tanto no resuelve, como el mismo autor admite, el anterior problema.

Como previamente se ha expuesto, cualquier modelo que intente explicar el proceso de episienitización debe explicar prioritariamente como se puede decuarcificar y alcalinizar (albitizar) un granitoide sin mediar fluidos extraños ni barreras geoquímicas reconocidas, es decir, a partir de un fluido cuya área fuente es de la misma naturaleza que la roca alterada.

En el modelo planteado, se parte de dos premisas que por separado, son capaces de explicar ambos procesos.

1) Las temperaturas de formación de las episienitas ( $650\text{-}350^\circ\text{C}$ ) así como las presiones medidas a partir de inclusiones fluidas (1400 a 1700 bares), si se asume que corresponde a  $P_f$ , cercanas a condiciones de presión litostática, confirman el planteamiento de **Leroy (1978)**, que relaciona los procesos de decuarcificación con trayectorias P-T de los fluidos que intersectan el campo de solubilidad retrógrada del cuarzo, definido por vez primera por **Kennedy (1950)**, cuyos cénits oscilan entre  $340^\circ\text{C}$  a presión de vapor y  $520^\circ\text{C}$  a 900 bares (fig. 8.1). En cierta manera, el hecho de que la mayor presión medida, aproximadamente 1700 bares, corresponda a la mayor temperatura y viceversa, refuerza la participación de este mecanismo en los procesos de episienitización.

2) **Hemley et al. (1986)** y **Hemley et al. (1992)** explican los procesos de alcalinización a través de procesos de depresurización, al considerar que el transporte cuasi-adiabático de soluciones hidrotermales a través de un campo bórico con gradientes negativos es una situación común en la naturaleza. En otras palabras, en aquellas situaciones, con un gradiente negativo de presión, donde la velocidad del flujo acuoso sea superior a las velocidades de reacción, se experimenta procesos de alcalinización. Intuitivamente, pueden asumirse situaciones similares en los procesos episieníticos, donde la alteración es el producto de la interacción del medio con un fluido focalizado a través de una banda de deformación frágil en origen, donde la

deformación está canalizada a través de la deformación del cuarzo.

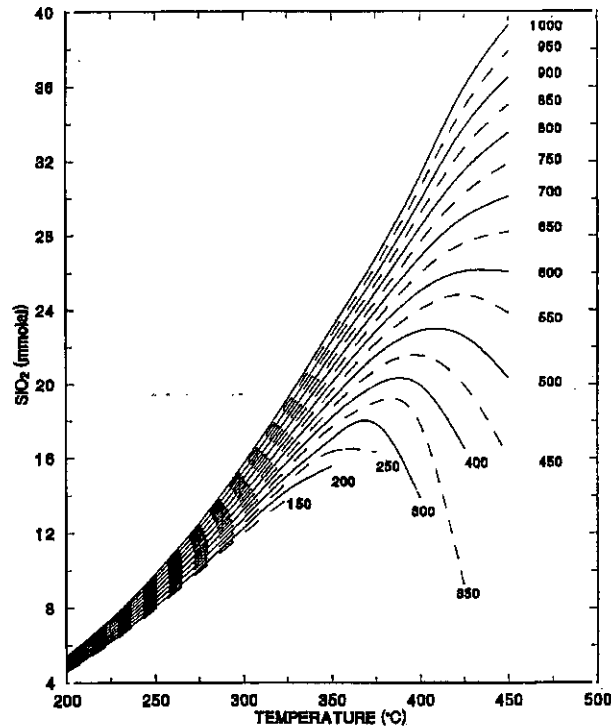


Figura 8.1.- Molalidad del SiO<sub>2</sub> disuelto en agua marina (3.2% NaCl) en equilibrio con cuarzo versus temperatura para isóbaras comprendidas entre 150 y 1000 bares (Von Damm et al., 1991).

El modelo planteado, y ya avanzado en Tornos et al. (1991b) y Casquet et al. (1992a), asume dos procesos superpuestos:

1º) Depresurización inicial instantánea del sistema por apertura de éste, con una caída de la presión desde un régimen de presión litostático (2000 bares) a otro hidrostático (500 bares) y una disminución de la temperatura desde 500°C a 450°C para simular el enfriamiento adiabático asociado. En estas condiciones, sólo se produce un reajuste de la especiación acuosa de la disolución.

2º) Enfriamiento, a 500 bares, del fluido resultante desde 450° a 420°C, para simular



el tránsito en el campo de solubilidad retrógrada de la sílice y reacción con el monzogranito de partida.

El modelo se desarrolla en el sistema simplificado  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-H}_2\text{O-HCl}$ , en principio suficiente para definir ambos procesos. En origen, se asume un fluido salino ( $\Sigma\text{Cl}=0.4\text{m}$ ) en equilibrio con un monzogranito (tabla 8.2), en el que el pH está tamponado por el equilibrio Cuarzo-Moscovita-Feldespato potásico-Albita. La inclusión de moscovita se justifica por su frecuente aparición, si bien como mineral secundario, en los monzogranitos de la Sierra de Guadarrama (Aparicio et al., 1975). En el modelo se asume una actividad del feldespato potásico de 0.7, igual que para la albita (se considera la presencia de pertitas y plagioclasa) y una actividad para la moscovita de 0.8 (para incluir la presencia de paragonita).

Oxido	% peso
$\text{SiO}_2$	65.31
$\text{Al}_2\text{O}_3$	17.56
$\text{Na}_2\text{O}$	3.11
$\text{K}_2\text{O}$	4.78

Tabla 8.2.- Composición, dentro del sistema planteado, del monzogranito de referencia.

Un posible problema del modelo planteado reside en que se trabaja con estados de equilibrio, en sistemas abiertos o cerrados, para modelizar un sistema advectivo, donde predominan los procesos de equilibrio irreversible. Las situaciones de desequilibrio,  $A_r \neq 0$ , se consiguen a partir de incrementos finitos de presión y temperatura.  $A_r$  es la afinidad de la reacción no estequiométrica Albita  $\rightleftharpoons$  Cuarzo, definida como  $A_r = RT\ln(K_r/Q_r)$ , donde  $Q_r(T,P,n_k)$  es el producto de actividad y  $K_r(T,P)$  es la constante de equilibrio, y representa la energía potencial de una reacción irreversible entre una fase mineral y un fluido acuoso (Norton, 1987). Sin embargo, el tratamiento de la alteración como un equilibrio local se justifica dada la madurez del sistema, que implica un estado, si no se ha modificado por otras

causas, cercano al equilibrio (Lichtner, 1993). Para el punto de partida, equilibrio local entre fluido y monzogranito, este acercamiento a través de equilibrio local es válido para aquellos casos donde el fluido de partida sea un fluido con alto

	I	II	III
P (bars)	2000	500	500
T (°C)	500°	450°	420°
$\Sigma\text{Cl}$	0.40m	0.40m	0.40m
$\Sigma\text{Na}$	0.35m	0.35m	0.35m
$\Sigma\text{K}$	0.051m	0.051m	0.051m
$\Sigma\text{Al}$	0.2E-6m	0.55E-7	0.55E-7
$\Sigma\text{SiO}_2$	0.07m	0.017m	0.017m
pH	5.2	7.0	6.0

Tabla 8.3.- Evolución en sistema cerrado del fluido a distintas condiciones P-T. Nótese la precipitación de Cuarzo, y en menor medida, de feldespato potásico, resultante de la etapa de depresurización.

tiempo de residencia y fuertemente equilibrado con las litologías del área fuente. Para aquellos casos donde el fluido no ha modificado sus relaciones isotópicas (O,H) la asunción es más delicada. No obstante, dado que los solutos de estos fluidos proceden indudablemente de la interacción de éstos con el entorno monzogranítico, se asume la salinización de éstos a partir de un estado de equilibrio.

La evolución propuesta logra conseguir un fluido capaz de decuarcificar y alcalinizar, mediante la alcalinización del fluido por un proceso de depresurización (el pH oscila entre 5.2 y 7, tabla 8.3) y decuarcificación por enfriamiento isobárico dentro del campo de solubilidad retrógrada del cuarzo (fig. 8.2). Respecto a esta última figura, en las abscisas se representa la relación másica fluido/roca necesaria para dar la paragénesis representada, cuantificada porcentualmente. En el caso planteado, se necesitan relaciones fluido/roca elevadas (2000)

como de hecho se deduce en estas litologías.

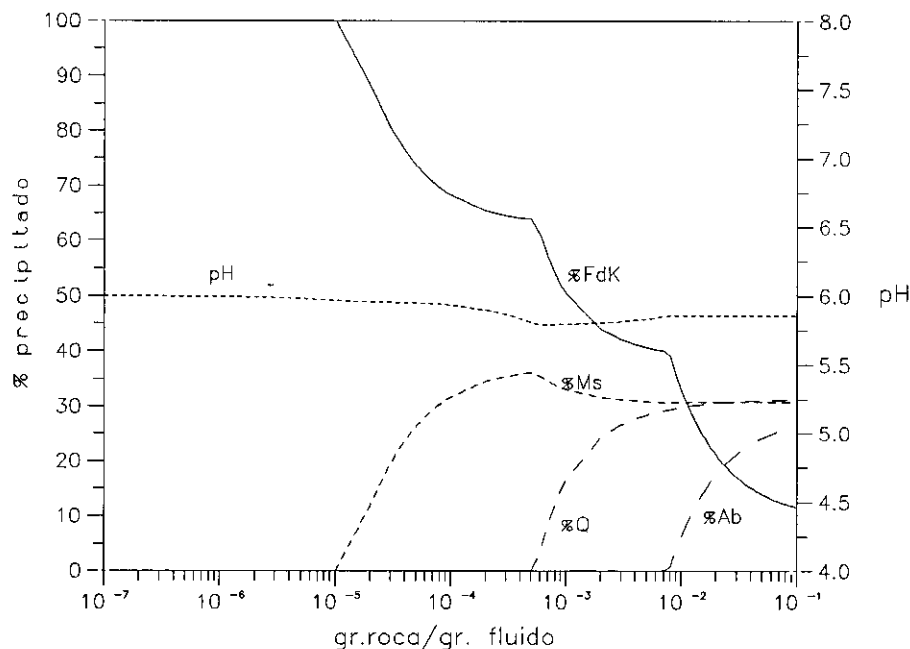


Figura 8.2.- Minerales hidrotermales en equilibrio (% en peso) con el fluido a 420°C y 500 bares.

El modelo, sin embargo, falla en dos importantes aspectos:

a) La depresurización desde 2000 bares a 500 bares implica la saturación del fluido en SiO<sub>2</sub> (3.22gr/Kg H<sub>2</sub>O) y, en mucha menor medida, en feldespato potásico (.4E-4 gr/Kg H<sub>2</sub>O) (tabla 8.3), mientras que la relación másica fluido/roca mínima necesaria para obtener un monzogranito decuarcificado es de 2000. De hecho, si se trazasen las pautas marcadas en la figura 8.1, es fácilmente visualizable la descompensación entre la SiO<sub>2</sub> aportada y disuelta por el fluido. En este sentido, si bien durante el proceso de transporte, no focalizado dada la ausencia de enraizamiento de la alteración, podría darse cierta alteración no visible, difícilmente podría pasar desapercibida la precipitación de tal cantidad de cuarzo. Sin embargo, si es observable cierta neoformación de feldespato potásico en el entorno episienítico.

b) El feldespato precipitado es feldespato potásico. La obtención de albita sólo se lograría elevando la relación Na/K inicial a 10, mientras que la obtenida por equilibrio con el monzogranito es de 6.8.

La causa de estos problemas puede deberse a cuatro razones:

a) Simplificación excesiva del modelo de tal forma que se obvian problemas de ion común (influencia de distintos electrolitos en la estabilidad mutua). En primer lugar, las condiciones de formación planteadas corresponden a episienitas con elevados contenidos en biotita (biotíticas o anfibólicas), que en cierta medida podrían inhibir la formación de feldespato potásico. Sin embargo, esta causa no debiera afectar al comportamiento de la sílice, que en el modelo se asume con un número de hidratación de 2, ya que las determinaciones empíricas para medios salinos complejos, con salinidad y condiciones P-T similares a los propuestos, se ajustan bien al anterior número de hidratación (Von Damm et al., 1991).

b) Simplificación excesiva de la especiación acuosa. Como previamente se ha comentado, no parece ser la causa para la sílice dado el buen ajuste de los sistemas experimentales para un número de hidratación de 2. Por otra parte, la posibilidad de formación de especies complejas sólo parece acontecer para medios muy salinos (Anderson y Burnham, 1967) o condiciones P-T muy elevadas (Anderson et al., 1987), muy alejadas de la naturaleza de la alteración propues. Sin embargo, podría ser una explicación para el comportamiento de los álcalis. En este sentido, Oelkers y Helgeson (1990, 1991 y 1993) demuestran que sólo para fluidos muy diluidos ( $\leq 0.8$  m), a presiones y temperaturas supercríticas donde la constante dieléctrica del H<sub>2</sub>O es menor a aproximadamente un valor de 15 (de 400 a 800°C y de 500 a 4000 bares), predominan las especies alcalinas monoatómicas y pares neutros. A mayor salinidad predominan especies poliatómicas y/o polinucleares. Sin embargo, Orville (1963), Lagache et al. (1977) y Lagache (1984) no observan ninguna diferencia acerca del comportamiento relativo entre Na y K en rangos de presión, temperatura y salinidad que abarcan las dos regiones delimitadas por los anteriores autores. En tal caso, tampoco podría relacionarse el comportamiento observado a esta causa por sí sola, aunque sí podría influir en sistemas más

complejos, al modificarse las condiciones de permanencia de los álcalis en el fluido.

c) Una tercera causa, posible para la formación de feldespatos potásicos en vez de albita, reside en que el modelo planteado no tiene en cuenta los aspectos cinéticos del intercambio fluido/roca. Así, podría ser previsible un enriquecimiento diferencial de Na respecto al K en el área fuente, tal que implicase una precipitación de albita (anteriormente se ha visto que se necesitaría una relación Na/K igual a 10). Esta circunstancia podría plantearse para aquellos fluidos con relaciones isotópicas meteóricas pero no para aquellos claramente equilibrados con el entorno granítico. Sin embargo, ambos tipos de fluidos conducen básicamente al mismo resultado, una roca albítica, para pautas de conducta P-T similares.

d) La cuarta causa es un mal planteamiento del problema. De hecho, es difícil asumir, dado que los sistemas estudiados están bajo la influencia de un régimen tectónico externo extensional que implica largos periodos de deslizamiento asísmico acelerado, que tiende a aumentar la permeabilidad del medio, frente a rupturas instantáneas, que implican una sobrecarga que reduce la permeabilidad (Sibson, 1993), que la alteración sea debida a un proceso repetitivo de ruptura-sellado, tal que la presión de fluidos del medio oscile entre un régimen litostático y otro hidrostático.

Sin embargo, el modelo planteado es un éxito en cuanto es capaz de explicar un proceso acoplado de decuarcificación y alcalinización a partir de fluidos banales procedentes de áreas similares a las del encajante. En este sentido, y si se asume que el medio está abierto normalmente durante la historia hidrotermal (un régimen bórico fundamentalmente hidrostático), es posible que la explicación consista en la circulación de fluidos, con velocidades de flujo más elevadas que las de reacción, facilitada por el tránsito desde un régimen de flujo disperso a un régimen de flujo canalizado, con trayectorias continuas "grosso modo" bajo gradientes P-T negativos a través del campo de solubilidad retrógrada de la sílice, tal que la disminución de la solubilidad de la sílice por los incrementos (infinitesimales o no) de presión estén compensadas por el aumento de la solubilidad provocado por los incrementos térmicos.

En este modelo se asume implícitamente la intervención de factores tectónicos externos como promotores del fenómeno hidrotermal al controlar la existencia de canales de circulación rápida de fluidos.

En otro sentido, si el medio es algo más alcalino que el planteado inicialmente, podría plantearse una evolución isobárica, ya que la disminución del pH asociado al descenso de temperatura (Hemley et al., 1992) no implicaría necesariamente la precipitación de moscovita, ya que se lograría un intervalo espacial/temporal con pH de equilibrio superiores a los marcados por el tampon cuarzo-moscovita-feldespato potásico-albita.

***CAPITULO IX***  
***CONCLUSIONES***

La conclusión del trabajo, si bien deja abiertas numerosas cuestiones, ha permitido un significativo avance tanto en el conocimiento de la evolución geológica del sector del Macizo Hespérico estudiado como en el conocimiento de los procesos de episienitización.

Las principales conclusiones derivadas del trabajo, expuestas implícitamente o explícitamente previamente, y ordenadas en función de los objetivos planteados son las siguientes:

### **I.- LOCALIZACION Y DISTRIBUCION.**

A pesar de la tectónica en bloques alpina, que debe de condicionar fuertemente la aparición de episienitas dado el control piezométrico en la formación de éstas, los procesos de episienitización muestran una distribución regional, si bien irregular, con un máximo de aparición en el bloque Sur Oriental.

Prácticamente, todos los tipos ígneos plutónicos están afectados por procesos de episienitización. Estos también se desarrollan sobre la red filoniana E-W (porfidos granitoideos y conjunto microdiorítico). Aunque no tratados en la memoria, también se han observado procesos de episienitización en el encajante metamórfico.

La estructuración de los cuerpos episieníticos tampoco responde a condicionantes locales, sino a direcciones regionales, preferentemente E-W (N95°E y N120°E) y en menor medida N20°E.

### **II.- CARACTERIZACION.**

El conjunto episienítico analizado se engloba dentro del tipo episienita feldespática de la escuela francesa. No obstante, su estudio detallado ha permitido la identificación de tipologías



propias, nunca definidas como episienitas, así como diferenciar entre distintos procesos que permiten redefinir profundamente el término episienita.

Se define como episienita (episienita primaria o s.s.) *al resultado de la decuarcificación y metasomatismo sódico (neoformación de feldespatos sódicos) de un granitoide por la acción de fluidos hidrotermales, y donde no hay evidencia de superposición sobre otro proceso metasomático de distinta naturaleza.* Sus características permiten asimilarlas al término albitita linear. Se han distinguido tres tipos episieníticos en función de la asociación mineral melanocrata presente, clasificación que también responde a criterios geoquímicos y refleja distintas condiciones de formación:

Episienitas piroxénicas, caracterizadas por la presencia de piroxeno. En función del piroxeno presente se han diferenciado entre episienitas piroxénicas hedembergíticas, con oligoclasa como plagioclasa asociada, y episienitas piroxénicas egrínicas, con albita como plagioclasa asociada.

Episienitas anfibólicas, caracterizadas por la presencia de anfíbol (hastingsítico) y biotita, con albita y otra plagioclasa presente (cuya composición está controlada por el "gap" peristerítico).

Episienitas biotíticas, caracterizadas por la presencia de biotita en ausencia de anfíbol, dos tipos de plagioclasa (albita y oligoclasas-andesina) y epidota.

Por otra parte, se define episienita retrogradada *al resultado de la transformación de una episienita primaria, manteniendo las características episieníticas (ausencia de cuarzo y presencia de feldespato alcalino).* Se han diferenciado dos tipos:

Microclinitas, caracterizadas por la presencia de microclina como feldespato dominante, a la que se asocia biotita.

Episienitas cloríticas, caracterizadas por la cloritización de la biotita y la albitización de la plagioclasa.

Subsidiariamente, el análisis mineral realizado ha permitido la caracterización química de una nueva variedad de anfíbol (ferri-clinoholmquistita sódica), y la redefinición de la amplitud composicional del "gap" de miscibilidad peristerítico en las plagioclasas.

La discriminación geoquímica de los tipos mencionados no es evidente en diagramas químicos elementales, siendo necesario recurrir a técnicas de análisis más complejas. En este sentido, el análisis factorial Q-Modo permite discriminar geoquímicamente todos los tipos anteriormente mencionados (primarios y retrogradados), así como facilita la interpretación de diagramas simples, a partir de vectores de evolución previamente establecidos.

Geoquímicamente, el proceso de episienitización, proceso a volumen constante, se caracteriza, respecto a los elementos mayores, en una fuerte pérdida de  $\text{SiO}_2$  y un fuerte aumento de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (y  $\text{Fe}_2\text{O}_{3,\text{total}}$ ). También aumentan, en menor medida,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  y P.F. El  $\text{CaO}$  presenta un comportamiento dispar con tendencia al aumento, y  $\text{FeO}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  oscilan entre incrementos negativos para los tipos piroxénicos a incrementos positivos para los tipos biotíticos.

Los procesos de cloritización se reflejan principalmente en la pérdida de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  y  $\text{CaO}$  y aumento en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . La microclinización se caracteriza por el aumento en  $\text{K}_2\text{O}$  asociado a la disminución de  $\text{Na}_2\text{O}$  y, en menor medida, de  $\text{CaO}$  y  $\text{MgO}$ .

La característica más señalada del comportamiento de los elementos menores es su movilidad, con fuertes incrementos en elementos considerados generalmente como inmóviles.

### III.- MODELO.

### **III.a.- SIGNIFICADO EN LA HISTORIA GEOLOGICA REGIONAL.**

El análisis estructural de las estructuras asociadas a estas litologías junto a su carácter isócrono en el conjunto del área estudiada, ha permitido demostrar la existencia de un régimen extensional generalizado, con direcciones de extensión norteadas. Estas direcciones, claramente alpinas, y teniendo en cuenta la evolución tectónica previa, permite fijar el inicio del Ciclo Alpino en el Pérmico Inferior (277 Ma).

Por otra parte, si bien los cuerpos episieníticos son estructuras discretas resultado de la interacción de un fluido caliente ascendente con el encajante, dada su distribución regional, no ligada a perturbaciones térmicas locales de tipo plutónico, su isocronía y las altas temperaturas ligadas a estos procesos (entre 350 y 650°C), su presencia revela la existencia de una fuerte anomalía térmica regional para este periodo.

Ambas características definen, por vez primera, un evento tectono-térmico de primera magnitud, evento que marca el tránsito entre el ciclo hercínico y el ciclo alpino para este sector de la cadena.

En otro sentido, el estudio con carácter regional realizado demuestra la utilidad del estudio de los procesos de alteración hidrotermal a la hora de reconstruir la evolución geológica regional.

### **III.b.- NATURALEZA DEL FENOMENO HIDROTERMAL.**

La alteración episienítica es un proceso metasomático advectivo, resultado de la interacción de un fluido ascendente con el encajante granítico, a lo largo de bandas de deformación. La ausencia de raíces define una fuerte variación del régimen hidráulico, transitándose desde un régimen de flujo disperso a otro de flujo canalizado. Por otra parte, la evidencia textural demuestra la existencia de dos procesos siempre superpuestos, que dan lugar a asociaciones minerales algo diferentes.

La termometría isotópica revela temperaturas de formación entre 350 y 650°C. El análisis microtermométrico de inclusiones fluidas define presiones comprendidas entre 1400 y 1700 bares, si bien se interpretan como presiones asociadas al sellado del sistema, considerándose que la interacción se desarrolla básicamente bajo condiciones hidrostáticas (660 a 550 bares).

Los fluidos responsables de la alteración son fluidos banales hiposalinos (equiv. NaCl < 6.2%), no carbónicos y de procedencia local, esto es, procedentes del mismo entorno monzogranítico en el que se instala la alteración. Si bien los datos de isótopos estables definen mezclas de fluidos entre un polo claramente meteórico ( $\delta^{18}\text{O} = -0.76\text{‰}$  y  $\delta\text{D} = 7\text{‰}$ ) y otro parcialmente, a priori, metamórfico o magmático ( $\delta^{18}\text{O} = 5.74$  y  $\delta\text{D} = -45.54\text{‰}$ ), los datos disponibles de Tierras Raras y relaciones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , descartan tanto un origen metamórfico como magmático, definiendo un agua meteórica con elevado tiempo de residencia y relaciones fluido/roca mínimas, movilizadas durante el proceso de alteración.

Los elevados incrementos observados en elementos de difícil movilidad, especialmente para las Tierras Raras, permite definir el proceso de episienitización como un proceso hidrotermal ampliamente dominado por el fluido, con relaciones fluido/roca finales muy elevadas.

El hecho de que los fluidos responsables de la alteración proceden del mismo entorno, implica un proceso de alteración controlado sólo por factores físicos (P, T, velocidad de flujo...). alteración

Conocidos estos condicionantes, se ha elaborado un modelo termodinámico con el objeto de explicar los procesos de episienitización (decaurcificación y alcalinización) a partir de fluidos banales procedentes del mismo entorno granítico.

El modelo asume dos procesos superpuestos:

- a) Depresurización cuasi-instantánea de un fluido en equilibrio con un granitoide, desde

condiciones litostáticas (2000 bares) a hidrostáticas (500 bares), con un enfriamiento desde 500 a 450°C con el objeto de simular el enfriamiento adiabático asociado.

b) Enfriamiento isobárico del fluido depresurizado a través del campo de solubilidad retrógrada del cuarzo, desde 450 a 420°C.

Los resultados obtenidos son insatisfactorios en el sentido de que el proceso de depresurización implica la precipitación previa de una cantidad excesiva de cuarzo y en que el feldespató resultante es un feldespató potásico. Sin embargo, es satisfactorio en el sentido de que es capaz de explicar un proceso acoplado de decuarcificación y alcalinización de un granitoide a partir de fluidos equilibrados en origen con el mismo granito.

Por otra parte, el análisis geocronológico desliga temporalmente los procesos de cloritización de los procesos de episienitización, carácter tardío ya deducido de la evidencia petrográfica. Los procesos de cloritización son el resultado de un proceso de alteración hidrotermal penetrativo a menor temperatura ( $T < 325^{\circ}\text{C}$ ) y un régimen bórico posiblemente hidrostático, por fluidos también meteóricos. La modelización de la interacción hidrotermal a partir de isótopos estables (O) mediante un modelo cinético adimensional en el que se integran velocidades de intercambio isotópico experimentales, permite demostrar una evolución compleja y retrógrada en estos procesos, así como plasmar numéricamente la brevedad temporal del fenómeno hidrotermal, explicando la escasez de los tipos episieníticos biotíticos a partir de las elevadas velocidades de reacción para la transformación de la biotita en clorita.

## ***X.- BIBLIOGRAFIA***

- Addinson, W.E.; White, A.D. (1968).- Spectroscopic evidence for the siting of lithium ions in riebeckite. Mineral. Magaz., 36, pp. 743-745.
- Afifi, A.M.; Essene, E.J. (1989).- MINFILE. Department Geological Sciences. Univ. Michigan.
- Agterberg, F.P. (1974).- Powers of matrices and Markov Chains. En: Developments in Geomathematics 1. Ed. Elsevier. pp. 405-432.
- Alvaro, M.; Capote, R.; Vegas, R. (1979).- Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica. Acta Geol. Hispánica, 14, pp: 172-177.
- Anders, E.; Ebihara, M. (1982).- Solar system abundances of the elements. Geochim. Cosmochim. Acta, 46, pp: 2363-2380.
- Anderson, E.M. (1951).- The dynamics of faulting. Oliver and Boyd eds., London, 183 pp.
- Anderson, G.M.; Pascal, M.L.; Rao, J. (1987).- Aluminum speciation in metamorphic fluids. En: Chemical Transport in Metasomatic Processes, pp: 297-321. Helgeson, H.C. (ed).
- Angelier, J.; Mechler, P. (1977).- Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: le méthode des dièdres droits. Bull. Soc. Geol. France, 7, XIX, 6, pp. 1309-1318.
- Aparicio, A.; Barrera, J.L.; Caraballo, J.M.; Peinado, M.; Tinao, J.M. (1975).- Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español. Mem. I.G.M.E., 88, 145 pp.
- Aparicio, A.; Bellido, F.; Brandle, J.L.; García Cacho, L.; Santos, V. (1983).- Caracterización de los granitoides hercínicos del Sector centro-oriental del Sistema Central Español. Est. Geol., 39, pp: 271-306.
- Aparicio, A.; Borschevski, Y.A.; Borisova, S.L.; Novitsky, I.; García Cacho, L. (1986).- Relaciones isotópicas de  $\delta^{18}\text{O}$  en el ambiente plutónico metamórfico del Sistema Central Español (Sector Somosierra-Guadarrama). Bol. Geol. Min., XCVII-V, pp. 672-681.
- Apostol, T.M. (1989).- Sistemas de ecuaciones diferenciales. En: Calculus 2, 2ª ed.. Ed. Reverté, pp. 235-291.
- Appleyard, E.C. (1980).- Mass balance computations in metasomatism: metagabbro/nepheline syenite pegmatite interaction in Northern Norway. Contrib. Mineral. Petrol., 73, pp: 131-144.
- Arthaud, F.; Matte, F. (1977).- Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals.

Geol. Soc. Amer. Bull., 88, pp. 1305-1320.

**Asworth, J.R. (1986).**- Myrmekite replacing albite in prograde metamorphism. Amer. Mineral., 71, pp. 895-899.

**Avila Martins, J. (1972).**- Les roches granitiques rouges de la Serra do Gerês (Région Nord du Portugal). Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Porto, 83, pp: 9-26.

**Bailey, S.W. (1980).**- Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals. Amer. Mineral., 65, pp. 1-7.

**Bayley, S.W. (1984).**- Classification and structures of the micas. En: MICAS. Reviews in Mineralogy, 13, pp. 1-12.

**Bailey, S.W. (1988).**- Chlorites: Structures and crystal chemistry. En: Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas). Reviews in Mineralogy, 19, pp. 347-403.

**Bayliss, P. (1975).**- Nomenclature of trioctahedral chlorites. Canadian Mineralogist, 13, pp: 178-180.

**Barth, T. (1948).**- Oxygen in rocks, a basis for petrographic calculations. Journ. Geol., 56, pp. 50-60.

**Bau, M. (1991).**- Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. Chem. Geol., 93, pp. 219-230.

**Bau, M.; Möller, P. (1991).**- REE systematics as source of information on mineralogenesis. En: Source, Transport and Deposition of Metals, Ed. Pagel y Leroy, pp. 17-21.

**Bauchau, C. (1987).**- Les gisements d'uranium de type "albitites linéaires". Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 78, 4, pp: 471-483.

**Bertenrath, R.; Friedrichsen, H.; Hellner, E. (1973).**- Die fractionierung der Sauerstoffisotope  $^{16}\text{O}$  und  $^{18}\text{O}$  in system eisenoxyd-wasser. Fortschr. Mineral., 50, pp. 32-33.

**Bertenrath, R.; Friedrichsen, H. (1975).**- Die sauerstoffisotopen-fractionierung zwischen biotit und wasser. Fortschr. Mineral, 53, 6.

**Bird, D.K.; Helgeson, H.C (1981).**- Chemical interaction of aqueous solutions with epidote-feldspar mineral assemblages in geologic systems. II Equilibrium constraints in metamorphic/geothermal processes. Amer. Journ. Sc., 281, pp. 576-614.

**Blanckenburg, F.v.; Villa, I.M. (1988).**- Argon retentivity and argon excess in amphiboles



from the garbenschists of the Western Tauern Window, Eastern Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, pp: 1-11.

**Blundy, J.D.; Holland, T.J.B. (1990).**- Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, pp. 208-224.

**Borley, G.D. (1963).**- Amphiboles from the Younger Granites of Nigeria. Part I: Chemical classification. *Mineral. Magaz.*, 33, pp: 358-376.

**Bott, M.H.P. (1959).**- The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Magaz.*, 96, pp. 109-117.

**Bottinga, Y.; Javoy, M. (1973).**- Comments on oxygen isotope geothermometry. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 20, pp. 250-265.

**Bottinga, Y.; Javoy, M. (1975).**- Oxygen isotope partitioning among the mineral in igneous and metamorphic rocks. *Rev. Geophysics Space Physics*, V.13, nº 2, pp. 405-418.

**Boyce, W.E.; DiPrima, R. (1985).**- Ecuaciones diferenciales y problemas con valores de frontera. 3ª ed, Ed. Limusa, 744 pp..

**Brandebourger, E. (1984).**- Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama. Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle, INPL, Nancy, Francia, 209 pp.

**Brandebourger, E.; Casquet, C.; Debon, F.; Fúster, J.M.; Ibarrola, E.; Isnard, P.; Le Fort, P.; Navidad, M.; Peinado, M.; Stussi, J.M.; Villaseca, C. (1983).**- Nota previa sobre la petrografía y la geoquímica de los granitoides de la Sierra de Guadarrama (España). *Stud. Geol. Salmant.*, 18, pp: 251-264.

**Brandle, J.L. y Cerqueira, I. (1975).**- Notas sobre la distribución de elementos menores en los magmas basálticos de las series antiguas de las Islas Canarias. *Est. Geol.*, 31, pp: 375-383.

**Brimhall, G.; Crerar, D. (1987).**- Ore fluids: magmatic to supergene. En: Thermodynamic modeling of geological materials: Minerals, fluids and melts. *Reviews in Mineralogy*, v. 17, pp. 235-322

**Brooks, C.; Hart, S.R.; Wendt, I. (1972).**- Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10, pp: 551-577.

**Brown, P.E. (1989).**- FLINCOR: A fluid inclusion data reduction and exploration program. Dpto. Geology and Geophysics, Univ. Wisconsin-Madison, U.S.A.

**Brown, P.E.; Lamb, W.M. (1989).**- P-V-T properties of fluids in the system H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl.

New graphical presentation and implication for fluid inclusion studies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1209-1221.

**Brown, W.L. (1989).**- Glide twinning and pseudotwinning in peristerite: Si,Al diffusional stabilization and implications for the peristerite solvus. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102, pp. 313-320.

**Brown, W.L.; Parsons, I. (1981).**- Towards a more practical two-feldspars geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, pp. 369-377.

**Brown, W.L.; Parsons, I. (1989).**- Alkali feldspars: ordering rates, phase transformations and behaviour diagrams for igneous rocks. *Mineral. Magaz.*, 53, pp. 25-42.

**Bruyn, W.A.; Westhuizen, van der W.A.; Schoch, A.E. (1983).**- The estimation of FeO, F and H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> by regression in microprobe analyses of natural biotite. *J. Trace and microprobe techniq.*, 1(4), pp. 399-413.

**Bruton, C.J.; Helgeson, H.C. (1983).**- Calculation of the chemical and thermodynamic consequences of differences between fluid and geostatic pressure in hydrothermal systems. *Amer. Journ. Sc.*, 283-A, pp. 540-588.

**Burt, D. (1989).**- Compositional and phase relations among rare earth element minerals. *Reviews in Mineralogy*, v. 21, pp. 259-307.

**Caballero, J.M.; Casquet, C.; Tornos, F.; Pellicer, M.J. (1991).**- Caracterización petrográfica de las episienitas de la Sierra del Guadarrama, Sistema Central Español (S.C.E.). *Bol. Soc. Esp. Min.*, 14, pp. 273-284.

**Caballero, J.M.; Casquet, C.; Galindo, C.; González Casado, J.M.; Snelling, N.; Tornos, F. (1992).**- Dating of hydrothermal events in the Sierra del Guadarrama, Iberian Hercynian Belt, Spain. *Geogaceta*, 11, pp. 18-22.

**Caballero, J.M.; Casquet, C.; Galindo, C.; González Casado, J.M.; López García, J.A.; Quilez, E.; Sierra, J.; Vindel, E. (1992).**- La Sierra de Guadarrama: un ejemplo de actividad hidrotermal recurrente en el tiempo y en el espacio. *Actas III Congreso Geológico de España*, Tomo 3, pp. 42-45.

**Caballero, J.M.; Casquet, C.; Galindo, C.; González Casado, J.M.; Pankhurst, R.; Tornos, F. (1993).**- Geocronología por el método Rb-Sr de las episienitas de la Sierra del Guadarrama, S.C.E., España. *Geogaceta*, 13, pp. 16-18.

- Caballero, J.M.; Casquet, C.; Galindo, C.; Tornos, F. (1993).**- The behaviour of REE in episyenites (dequartzified and alkanized granites) from the Sierra del Guadarrama, Spanish Central System. En: Current Research in Geology Applied to Ore Deposits, 2<sup>nd</sup> Biennial SGA Meeting, Ed. Fenoll Hach-Ali, P.; Torres-Ruiz, J.; Gervilla, F., pp: 609-612.
- Capote, R. (1985).**- Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica prehercínica y hercínica. Rev. Real Acad. Cien. Exac. Fis. Nat., LXXIX-4, pp: 511-522.
- Capote, R.; Casquet, C.; Fernandez Casas, M.J. (1981).**- La tectónica Hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central. Cuad. Geol. Iber., 7, pp: 455-469.
- Capote, R.; González-Casado, J.M.; De Vicente, G. (1987).**- Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central del Sistema Central Ibérico. Cuad. Geol. Laxe, 11, pp: 305-311.
- Capote, R.; De Vicente, G.; González Casado, J.M. (1990).**- Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.). Geogaceta, 7, pp: 20-22.
- Capote, R.; De Vicente, G.; González-Casado, J.M. (1991).**- An application of the slip model of brittle deformation to the focal mechanism analysis in three different plate tectonics situations. Tectonophysics, 191, pp. 399-409.
- Carpenter, M.A. (1981).**- A "Conditional spinodal" within the peristerite miscibility gap of plagioclase feldspars. Amer. Mineral., 66, pp. 553-560.
- Casas Sainz, A.M. (1990).**- El frente N de las Sierras de Cameros. Estructuras cabalgantes y campos de esfuerzos. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 382pp.
- Casas Sainz, A.M.; Gil Peña, I.; Simón Gómez, J.L. (1988).**- Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. Estud. Geol., 46, pp. 385-398.
- Casillas, R. (1989).**- Las asociaciones plutónicas tardihercínicas del sector occidental de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central Español (Las Navas del Marques-San Martín de Valdeiglesias). Tesis Doctoral, Edit. Complutense, 316 pp.
- Casillas, R.; Vialette, Y.; Peinado, M.; Duthou, J.L.; Pin, C. (1991).**- Ages et caracteristiques isotopiques (Sr-Nd) des granitoides de la Sierra de Guadarrama Occidentale (Espagne). Abstract, Granites oceaniques et continentaux, Seance specialisée de la Societe Geologique de France, Org. Black, R.; Bonin, B.; Giret, A. & Sabate, P., Paris.

- Casquet, C.; Tornos, F. (1984).- El skarn de W-Sn del Carro del Diablo (Sistema Central Español). Cuad. Geol. Iber., 7, pp: 135-150.
- Casquet, C.; Fúster, J.M.; González Casado, J.M.; Peinado, M.; Villaseca, C. (1988).- Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System. A discussion. En: Fifth EGT Workshop: The Iberian Peninsula. Eds. Banda y Mendes-Victor, pp: 65-77.
- Casquet, C.; Caballero, J.M.; Galindo, C.; Gonzalez Casado, J.M.; Pellicer, M.J.; Tornos, F. (1991).- Dating of hydrothermal events in the Sierra del Guadarrama, Iberian Hercynian Belt, Spain. "Frontiers in Isotope Geosciences", Terra Abstracts 3, p: 2.
- Casquet, C.; Caballero, J.M.; Galindo, C.; Tornos, F. (1992).- A revised model for the formation of dequartzified and alkalinized granites (episyenites). En: Water-Rock Interaction, vol.2, Ed. Balkema, pp: 1481-1484.
- Casquet, C.; Galindo, C.; González Casado, J.M.; Alonso, A.; Mas, R.; Rodas, M.; García, E.; Barrenechea, J.F. (1992).- El metamorfismo en la cuenca de Cameros. Geocronología e implicaciones tectónicas. Geogaceta, 11, pp: 22-25.
- Cathelineau, M. (1985).- Episyénitisation ou déquartzification hydrothermale: une typologie basée sur les successions minéralogiques et sur le comportement différentiel de Si, Na et K. C.R. Acad. Sc. Paris, t.300, Série II, n° 14, pp: 677-680.
- Cathelineau, M. (1986).- The hidrothermal alkali metasomatism effects on granitic rocks: Quartz dissolution and related subsolidus changes. Journal of Petrology, v. 27, part 4, pp:945-965.
- Cathelineau, M. (1987a).- Les interactions entre fluides et roches: thermométrie et modélisations. Exemple d'un système géothermique actif (Los Azufres, Mexique) et d'altérations fossiles dans la chaîne varisque. Thèse d'Etat, I.N.P. Lorraine, Nancy, Francia, 503 pp.
- Cathelineau, M. (1987b).- U-Th-REE mobility during albitization and quartz in granitoids: evidence from south-east French Massif Central. Bull. Minéral., 110, pp: 249-259.
- Cathelineau, M. (1988).- Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. Clay Minerals, 23, pp. 471-485.
- Cathelineau, M.; Nieva, D. (1985).- A chlorite solid-solution geothermometer The Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contrib. Mineral. Petrol., 91, pp. 235-244.

- Cathelineau, M.; Izquierdo, G. (1988).- Temperature-composition relationships of authigenic micaceous minerals in the Los Azufres geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, pp: 418-428.
- Cathelineau, M.; Marignac, C.; Dubessy, J.; Poty, B.; Weisbrod, A.; Ramboz, C.; Leroy, J. (1988).- Fluids in granitic environment. *Rendic. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, 43-2, pp: 263-274.
- Cathelineau, M.; Lespinasse, M. (1989).- Quartz dissolution in microfractured crystalline rocks: Physical and chemical conditions, thermodynamical modelling of the process, and fluid migration reconstruction. En: Water Rock Interaction. Ed. Miles, pp: 133-136.
- Černý, P.; Burt, D.M. (1984).- Paragenesis, crystallochemical characteristics and geochemical evolution of micas in granites pegmatites. En: MICAS. *Reviews in Mineralogy*, 13, pp. 257-356.
- Cerqueira, I. y Bermudez, J. (1978).- Influencia de las correlaciones matemáticas por efectos interelementales en la determinación por fluorescencia de Rayos X de Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn y Fe en rocas, minerales y escorias empleando distintos métodos de preparación de muestras. *R. Iberoam. Crist. Miner. Metalogen.*, 1, 1; pp: 65-72.
- Clayton, R.N.; Goldsmith, J.R.; Karel, K.J.; Mayeda, T.K.; Newton, R.C. (1975).- Limits on the effect of pressure on isotopic fractionation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, pp. 1197-1201.
- Clayton, R.N.; Goldsmith, J.R.; Mayeda, T.K. (1989).- Oxygen isotope fractionation in quartz, albite, anorthite and calcite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, pp. 725-733.
- Clayton, R.N.; Kieffer, S.W. (1991).- Oxygen isotopic thermometer calibrations. En: Stable Isotope Geochemistry. The Geochemical Society, Spc. Publ. 3, pp. 3-10.
- Cole, D.R. (1985).- A preliminary evaluation of oxygen isotopic exchange between chlorite-water. *Geol. Soc. Amer. Ann. Mtg., Orlando, FL. Prog. Abstrs*, 17.
- Cole, D.R.; Ohmoto, H.; Lasaga, A.C. (1983).- Isotopic exchange in mineral-fluid systems: I. Theoretical evaluation of oxygen isotopic exchange accompanying surface reactions and diffusion. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, pp. 1681-1693.
- Cole, D.R.; Ohmoto, H. (1986).- Kinetics of isotopic exchange at elevated temperatures and pressures. En: Stable Isotopes in high temperature geological processes. *Reviews in*

Mineralogy, 16, pp. 41-90.

**Cole, D.R.; Mottl, M.J.; Ohmoto, H. (1987).**- Isotopic exchange in mineral-fluid systems: II. Oxygen and hydrogen isotopic investigation of the experimental basalt-seawater system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, pp. 1523-1538.

**Cole, D.R.; Ohmoto, H.; Jacobs, G.H. (1992).**- Isotopic exchange in mineral-fluid systems: III. Rates and mechanisms of oxygen isotope exchange in the system granite-H<sub>2</sub>O  $\pm$  NaCl  $\pm$  KCl at hydrothermal conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, pp. 445-466.

**Cosca, M.A.; Essene, E.J.; Bowman, J.R. (1991).**- Complete chemical analyses of metamorphic hornblendes: implications for normalizations, calculated H<sub>2</sub>O activities, and thermobarometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108, pp. 472-484.

**Coveney, R.M.Jr. (1981).**- Gold Quartz Veins and Auriferous Granite at the Oriental Mine, Alleghany District, California. *Economic Geology*, 76, pp: 2176-2199.

**Crank, J. (1975).**- The mathematics of diffusion. Oxford Press, 2<sup>a</sup> ed., 414 pp.

**Crawford, M.L. (1981).**- Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. En: Short Course in fluid inclusions: applications to petrology. Eds. Hollister y Crawford, pp: 75-100.

**Criss, R.E. (1991).**- Temperature dependence of isotopic fractionation factors. En: Stable Isotope Geochemistry. The Geochemical Society, Spc. Publ. 3, pp. 11-16.

**Criss, R.E.; Taylor Jr, H.P. (1986).**- Meteoric-Hydrothermal systems. En: Stable Isotopes in high temperature geological processes. *Reviews in Mineralogy*, 16, pp. 373-424.

**Criss, R.E.; Gregory, R.T.; Taylor Jr, H.P. (1987).**- Kinetic theory of oxygen isotopic exchange between minerals and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, pp. 1099-1108.

**Chayes, F.; Brändle, J.L. (1974).**- Feasibility study for pulling accesible rock information system. *Year Book Carnegie Institution*, 73, pp: 474-488.

**Cheilletz, A.; Giuliani, G. (1982).**- Rôle de la déformation du granite dans la genèse des épisyérites feldspathiques: importance pour la localization des gisements intra-granitiques du tungstène et de l'étain. *Mineral. Deposita*, 17, pp: 387-400.

**Chiba, H.; Chacko, T.; Clayton, R.N.; Goldsmith, J.R. (1989).**- Oxygen isotope fractionation involving diopside, forsterite, magnetite and calcite: Application to geothermometry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, pp. 2985-2995.

**Debon, F.; Le Fort, P. (1988).**- A cationic classification of common plutonic rocks and their

- magmatic associations: principles, method, applications. Bull. Minéral., 111, pp. 493-510.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. (1986).- Epidote group. En: Rock forming minerals, Disilicates and Ring Silicates. 2ª ed., VIB, pp: 2-179.
- De Vicente, G. (1988).- Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid, 333 pp.
- De Vicente, G.; Simón Gomez, J.L. (1991).- Análisis poblacional de fallas. Actas de la 3ª Reunión de la Comisión de Tectónica de la SEG, Guadalajara, 131pp.
- De Vicente, G.; González-Casado, J.M.; Bergamin, J.F.; Tejero, R.; Babín, R.; Rivas, A.; Hernández-Henrile, J.L.; Giner, J.; Sánchez-Serrano, F.; Muñoz, A.; Villamor, P. (1992a).- Alpine structure of the Spanish Central System. Actas III Congreso Geológico de España, Tomo 1, pp: 284-288.
- De Vicente, G.; Muñoz, A.; Giner, J. (1992b).- El uso práctico del método de los diedros rectos: implicaciones desde el modelo de deslizamiento del análisis poblaciones de fallas. Rev. Soc. Geol. España., vol.5, pp: 3-4.
- Doblas, M. (1991).- Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. Tectonophysics, 191, pp: 325-334.
- Dodson, M.H. (1973).- Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. Contrib. Mineral. Petrol., 40, pp: 259-274.
- Dymek, R.F. (1983).- Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. Amer. Mineral., 68, pp. 880-899.
- Elkins, L.T.; Grove, T.L. (1990).- Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. Amer. Mineral., 75, pp. 544-559.
- Ernst, W.G. (1976).- Petrologic phase equilibria. Ed. Freeman. San Francisco, U.S.A., 333 pp.
- Etchecopar, A. (1984).- Etude des états de contraintes en tectonique cassante, et simulations de déformations plastiques (approche mathématique). Thèse d'Etat, U.S.T.L., Montpellier, 269 pp.
- Etchecopar, A.; Vasseur, G.; Daignières, M. (1981).- An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. Journ. Struct. Geol., 3, 1, pp. 51-55.

- Etchecopar, A.; Mattauer, M. (1988).- Méthodes dynamiques d'analyse des populations de failles. Bull. Soc. Géol. France, 8, IV, 2, pp. 289-302.
- Eugster, H. (1984).- Granites and hydrothermal ore deposits: a geochemical framework. Mineral. Magaz., v. 49, pp. 7-23.
- Eugster, H.; Baumgartner, L. (1987).- Mineral solubilities and speciation in supercritical metamorphic fluids. En: Thermodynamic modeling of geological materials: Minerals, fluids and melts. Reviews in Mineralogy, v. 17, pp. 367-404.
- Exley, R.A. (1980).- Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: implications for Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems. Earth Planet. Sc. Lett., 48, pp. 97-110.
- Fonteilles, M.; Pascal, M.L. (1985a).- Greisens, veines à quartz muscovite et zones feldspathisées comme éléments d'une même colonne métasomatique. C.R. Acad. Sc. Paris, 300, II, 15, pp. 755-758.
- Fonteilles, M.; Pascal, M.L. (1985b).- La feldspathisation comme signature d'une origine magmatique des fluides hydrothermaux. C.R. Acad. Sc. Paris, 300, II, 20, pp. 1003-1006.
- Foster, M.D. (1964).- Water content of micas and chlorites. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper, 474-F, pp. 1-15.
- Fournier, R.O. (1985).- The behavior of silica in hydrothermal solution. En: Geology and Geochemistry of Epithermal Systems, Reviews in Economic Geology, vol.2, Cap.3, pp. 45-61.
- Friedman, I.; O'Neil, J.R. (1977).- Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 440-KK.
- Frost, M.T.; Tsambourakis, G.; Davis, J. (1987).- Holmquistite-bearing amphibolite from Greenbushes, Western Australia. Mineral. Magaz., 51, pp. 585-591.
- Fuhrman, M.L.; Lindsley, D.H. (1988).- Ternary-feldspar modeling and thermometry. Amer. Mineral., 73, pp. 201-215.
- Fúster, J.M.; Villaseca, C. (1987).- El complejo plutónico Hercínico-Tardihercínico del S.C.E.. En: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola, Eds. Bea, Carnicero, Gonzalo, López Plaza y Rodríguez Alonso, pp. 27-35.
- Fyfe, W.S.; Price, N.J.; Thompson, A.B. (1978).- Fluids in the Earth's Crust: Their



- significance in metamorphic, tectonic and chemical transport processes. Ed. Elsevier, 384 pp.
- Galindo, J.; Lodeiro, F. (1988).**- Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. *Ann. Tectonicae*, II, 2, pp. 90-97.
- Gieré, R.; Williams, C.T. (1992).**- REE-bearing minerals in a Ti-rich vein from the Adamello contact aureole (Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 112, pp: 83-100.
- Ginzburg, I.V. (1965).**- Holmquistite and its structural variety clinoholmquistite. *Trudy Mineral. Muz. Akad. Nauk. SSSR*, 16, pp. 73-89.
- Goldsmith, J.R. (1982).**- Plagioclase stability at elevated temperatures and water pressures. *Amer. Mineral.*, 67, pp. 653-675.
- Gonzalez Casado, J.M. (1986).**- Estudio geológico de la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia (S.C.E.). Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 295pp, Ed. Complutense.
- González Casado, J.M.; Casquet, C.; Caballero, J.M.; Galindo, C. (1993).**- Permian paleostress field in the Sierra del Guadarrama (Iberian Hercynian Belt). *Terra Nova*, pp:1.
- González Casado, J.M.; Casquet, C.; Caballero, J.M.; Galindo, C.; Quílez, E.; Tornos, F. (1993).**- Análisis de la fracturación asociada a las alteraciones hidrotermales de tipo Greisen y Episienita en la Sierra de Guadarrama. *Geogaceta*, 13, pp. 56-59.
- Graham, C.M.; Sheppard, S.M.F.; Heaton, T.H.E. (1980).**- Experimental hydrogen isotope studies.- I. Systematics of hydrogen isotope fractionations in the systems epidote-H<sub>2</sub>O; zoisite-H<sub>2</sub>O and AlO(OH)-H<sub>2</sub>O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, pp. 353-364.
- Graham, C.M.; Sheppard, S.M.F. (1980).**- Experimental hydrogen studies, II. Fractionations in the systems epidote-NaCl-H<sub>2</sub>O, epidote-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and epidote-seawater, and the hydrogen isotope composition of natural epidotes. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 49, pp. 237-251.
- Graham, C.M.; Harmon, R.S.; Sheppard, S.M.F. (1984).**- Experimental hydrogen isotope studies: Hydrogen isotope exchange between amphibole and water. *Amer. Mineral.*, 69, pp. 128-138.
- Graham, C.M.; Viglino, J.A.; Harmon, R.S. (1987).**- Experimental study of hydrogen-isotope exchange between aluminous chlorite and water and of hydrogen diffusion in chlorite. *Amer. Mineral.*, 72, pp. 566-579.
- Grauch, 1989.**- Rare Earth elements in metamorphic rocks. *Reviews in Mineralogy*, v. 21, pp. 147-167.

- Green, N.L.; Usdansky, S.I. (1986).**- Ternary-feldspar mixing relations and thermobarometry. *Amer. Mineral.*, 71, pp. 1100-1108.
- Gregory, R.T.; Criss, R.E. (1986).**- Isotopic exchange in open and closed systems. En: Stable Isotopes in high temperature geological processes. *Reviews in Mineralogy*, 16, pp. 91-127.
- Gregory, R.T.; Criss, R.E.; Taylor Jr, H.P. (1989).**- Oxygen isotope exchange kinetics of mineral pairs in closed and open systems: Applications to problems of hydrothermal alteration of igneous rocks and Precambrian iron formations. *Chem. Geol.*, 75, pp. 1-42.
- Gressens, R. (1967).**- Composition-volume relationships of metasomatism. *Chem. Geol.*, 2, pp. 47-65.
- Grove, T.L.; Ferry, J.M.; Spear, F.S. (1983).**- Phase transitions and decomposition relations in calcic plagioclase. *Amer. Mineral.*, 68, pp. 41-59.
- Guidotti, C.V. (1984).**- Micas in metamorphic rocks. En: MICAS. *Reviews in Mineralogy*, 13, pp. 357-456.
- Guidotti, C.V.; Dyar, M.D. (1991).**- Ferric iron in metamorphic biotite and its petrologic and crystallochemical implications. *Amer. Mineral.*, 76, pp. 161-175.
- Hammarstrom, J.M.; Zen, E. (1986).**- Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Amer. Mineral.*, 71, pp. 1297-1313.
- Hammer, S.K. (1982).**- Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. *Journ. Struct. Geol.*, 4, 1, pp: 197-213.
- Harrison, T.M. (1981).**- Diffusion of  $^{40}\text{Ar}$  in hornblende. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, pp: 324-331.
- Harrison, T.M.; Duncan, I.; McDougall, I. (1985).**- Diffusion of  $^{40}\text{Ar}$  in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, pp: 2461-2468.
- Haselton, H.T.Jr.; Hovis, G.L.; Hemingway, B.S.; Robie, R. (1983).**- Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid solutions: Lack of evidence for Na, K, short-range order and implications for two-feldspar thermometry. *Amer. Mineral.*, 68, pp. 398-413.
- Hawthorne, F.C. (1978).**- The crystal chemistry of the amphiboles. VIII. The crystal

structure and site chemistry of fluor-riebeckite. *Can. Mineral.*, 16, pp. 187-194.

**Hawthorne, F.C. (1983).**- The crystal chemistry of the amphiboles. *Can. Mineral.*, 21, pp. 173-480.

**Hazen, R.M.; Finger, L.W. (1981).**- Crystal structure of a silica- and alkali-rich trioctahedral mica. *Amer. Mineral.*, 66, pp. 586-591.

**Hedenquist, J.W.; Henley, R.W. (1985).**- The importance of CO<sub>2</sub> freezing point measurement of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Economic Geology*, 80, pp: 1379-1406.

**Helgeson, H.C. (1992).**- Effects of complex formation in flowing fluids on the hydrothermal solubilities of minerals as a function of fluid pressure and temperature in the critical and supercritical regions of the system H<sub>2</sub>O. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 56, pp: 3191-3207.

**Helgeson, H.C.; Brown, T.H.; Nigrini, A.; Jones, T.A. (1970).**- Calculation of mass transfer in geochemical processes involving aqueous solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, pp: 569-592.

**Helgeson, H.C.; Kirkham, D.H.; Flowers, G.C. (1981).**- Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures: IV. Calculation of activity coefficients, osmotic coefficients, and apparent molal and standard and relative partial molal properties to 600°C and 5 Kb. *Amer. Journ. Sc.*, 281, pp: 1249-1516.

**Hemley, J.J.; Cygan, G.L. D'Angelo, W.M. (1986).**- Effect of pressure on the mineral solubilities under hydrothermal conditions. *Geology*, vol.14, pp: 377-379.

**Hemley, J.J.; Cygan, G.L.; Fein, J.B.; Robinson, G.R.; D'Angelo, W.M. (1992).**- Hydrothermal Ore-Forming Processes in the Light of Studies in Rock-Buffered Systems: I. Iron-Copper-Zinc-Led Sulfide Solubility Relations. *Economic Geology*, vol.87, pp: 1-22.

**Hernando, S.; Schott, J.J.; Thuizat, R.; Montigny, R. (1980).**- Ages des andésites et des sédiments interstratifiés de la région d'Atienza (Espagne): étude stratigraphique, géochronologique et paléomagnétique. *Sc. Geol. Bull.*, 33, pp: 119-128

**Hewitt, D.A.; Abrecht, J. (1986).**- Limitations on the interpretation of biotite substitutions from chemical analyses of natural samples. *Amer. Mineral.*, 71, pp. 1126-1128.

**Hodgson, A.A.; Freeman, A.G.; Taylor, H.F.W. (1965).**- The thermal decomposition of crocidolite from Koegas, South Africa. *Mineral. Magaz.*, 35, pp. 5-30.

- Holland, T.J.B.; Powell, R. (1989).- An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: The system  $K_2O$ - $Na_2O$ - $CaO$ - $MgO$ - $MnO$ - $FeO$ - $Fe_2O_3$ - $Al_2O_3$ - $TiO_2$ - $SiO_2$ - $C$ - $H_2$ - $O_2$ . J. Metamorphic Geol., 8, pp. 89-124.
- Hollister, L.S. (1981).- Techniques for analyzing fluid inclusions. En: Short Course in fluid inclusions: applications to petrology. Eds. Hollister y Crawford, pp: 272-277.
- Hollister, L.S.; Crawford, M.L.; Roedder, E.; Burrus, R.C.; Spooner, E.T.C.; Touret, J. (1981).- Practical aspects of microthermometry. En: Short Course in fluid inclusions: applications to petrology, Hollister y Crawford (eds.), pp: 278-304.
- Huertas, M.J. (1991).- Las asociaciones filonianas tardihercínicas en la Sierra de Guadarrama (S.C.E.). Edit. Complutense, 335 pp.
- Ibarrola, E.; Villaseca, C.; Vialette, Y.; Fúster, J.M.; Navidad, M.; Peinado, M.; Casquet, C. (1987).- Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). En: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola, Eds. Bea, Carnicero, Gonzalo, López Plaza y Rodríguez Alonso, pp: 377-384.
- I.C.D.D. (International Centre for Diffraction Data) (1980).- Selected powder diffraction data for minerals. Data book. 883 p.
- Imbrie, J.; Purdy, E. (1962).- Classification of modern Bahamian carbonates sediments. En: Classification of carbonate rocks; a symposium, Mem. 1. Amer. Assoc. Petroleum Geol; pp. 253-272.
- Imbrie, J. (1963).- Factor and vector analysis programs for analyzing geological data; U.S. Office of Naval Research, Tech. Rept. 6, 83 p.
- Isay, V.M. (1991).- Principles of faulting in the crust. Geotectonics, 25, 5, pp: 411-423.
- Javoy, M.; Fourcade, S.; Allegre, C.J. (1970).- Graphical method for examination of  $^{18}O/^{16}O$  fractionations in silicate rocks. Earth Planet. Sc. Lett., 10, pp. 12-16.
- Jenkin, G.R.T.; Fallick, A.E.; Farrow, C.M. (1989).- COOL: Computer program for modelling stable isotopes in cooling closed systems. User manual and documentation SURRC, Glasgow, U.K.
- Jenkin, G.R.T.; Fallick, A.E.; Leake, B.E. (1992).- A stable isotope study of retrograde alteration in SW Connemara, Ireland. Contrib. Mineral. Petrol., 110, pp. 269-288.

- Johnson, M.C.; Rutherford, M.J. (1989).**- Experimental calibration of an aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, pp. 837-841.
- Johnson, J.W.; Oelkers, E.H.; Helgeson, H.C. (1991).**- SUPCRT92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000bars and 0° to 1000°C. Dpt. of Geology and Geophysics, Berkeley.
- Julivert, M.; Fontbote, J.M.; Ribero, A.; Nabais Conde, L.E. (1974).**- Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Memoria Explicativa. I.G.M.E., 113 pp.
- Kalsbeek, F.; Hansen, M. (1989).**- Statistical analysis of Rb-Sr isotope data by de "Bootstrap" method. *Chem. Geol. (Isot. Geosc)*, 73, pp: 289-297.
- Kavalieris, J.L.; Walshe, J.L.; Harrold, B.P. (1990).**- Dome-related gold mineralization in the Pani volcanic complex, North Sulawesi, Indonesia: A study of geologic relations, fluid inclusions and chlorite compositions. *Economic Geology*, 85, pp. 1208-1225.
- Kharlashina, N.N.; Polyakov, V.B. (1992).**- The effect of pressure on equilibrium isotope fractionation. En: Water-Rock Interaction. Eds. Kharaka y Maest, pp. 1003-1006.
- Klovan, J. (1972).**- R- and Q-Mode factor analysis. En: Concepts in Geostatistics, Ed. Mccammon, R., pp. 21-69.
- Klovan, J.; Imbrie, J. (1971).**- An algorithm and FORTRAN-IV program for large-scale Q-Mode factor analysis and calculation of Factor Scores. *Journ. Math. Geology*, v.3, n° .1, pp.61-77.
- Klovan, J.; Miesch, A. (1976).**- Extended CABFAC and QMODEL computer programs for Q-Mode factor analysis of compositional data. *Computers & Geosciences*, v. 1, pp. 161-178.
- Kresten, P. (1988).**- The chemistry of fenitization: examples from Fen, Norway. *Chem. Geol.*, 68, pp. 329-349.
- Kuroda, Y.; Yamada, T.; Kobayashi, H.; Ohtomo, Y.; Yagi, M.; Matsuo, S. (1986).**- Hydrogen isotope study of the granitic rocks of the Ryoke belt; Central Japan. *Chem. Geol. (Isot. Geosc.)*, 58, pp. 283-302.
- Lacroix, M.A. (1920).**- Les roches éruptives du Crétacé pyrénéen et la nomenclature des roches éruptives modifiées. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 170, pp: 685-690.

- Lagache, M. (1984).**- The exchange equilibrium distribution of alkali and alkaline-earth elements between feldspars and hydrothermal solutions. En: Feldspars and Feldspathoids, pp: 247-279. Brown, W.L (ed).
- Lagache, M. y Weisbrod, A. (1977).**- The system: two alkali feldspars-KCl - NaCl - H<sub>2</sub>O at moderate to high temperatures and low pressures. Contrib. Mineral. Petrol., 62, pp: 77-101.
- Laird, J. (1988).**- Chlorites: Metamorphic petrology. En: Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas). Reviews in Mineralogy, 19, 405-453.
- La Roche, H. (1964).**- Sur l'expression graphique des relations entre la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou grano-dioritiques. Application aux Vosges cristallines. Sci. Terre, 9, 3, 293-337.
- Lasaga, A.C. (1981).**- Rate laws of chemical reactions. En: Kinetics of Geochemical Processes. Reviews in Mineralogy, 8, pp. 1-67.
- Lassey, K.R. y Blattner, P. (1988).**- Kinetically controlled oxygen isotope exchange between fluid and rock in one-dimensional advective flow. Geochim. Cosmochim. Acta, vol.52, pp: 2169-2175.
- Law, A.D.; Whittaker, E.J.W. (1981).**- Studies of the orthoamphiboles. I.- The Mössbauer and infrared spectra of holmquistite. Bull. Mineral., 104, pp. 381-386.
- Leake, B.E. (1978).**- Nomenclature of amphiboles. Amer. Mineral., 63, pp. 1023-1052.
- Le Maitre, R. (1982).**- Numerical Petrology. Developments in Petrology, 8, 281 pp.
- Leroy, J.L. (1978a).**- Metallogénèse des gisements d'uranium de la Division de la Crouzille-COGEMA, N. Limousin, France. Mém. Sci. de la Terre, 36, 278 pp.
- Leroy, J.L. (1978b).**- The Margnac and Fanay uranium deposits of the La Crouzille district (Western Massif Central, France): geologic and fluid inclusions studies. Econ. Geol., 73, pp: 1611-1634.
- Leroy, J.L. (1979).**- Contribution a l'étalonnage de la pression interne des inclusions fluides lors de leur décrépitation. Bull. Minéral, 120, 70-71, pp: 584-593.
- Leroy, J.L. (1982).**- Le gisement du Bernardan. Etude minéralogiques, chimiques et des inclusion fluides de l'épisyénitisation. Rapport CREGU, 82-1, 93 pp.
- Leroy, J.L. (1984).**- Episyénitisation dans le gisement d'uranium de Bernardan (Marche):

Comparaison avec des gisements similaires de Nord Ouest du Massif Central Français. Mineral. Deposita, 19, pp: 26-35.

**Leroy, J.L.; Turpin, L. (1988).**- REE, Th and U behaviour during hydrothermal and supergene processes in granitic environment. Chem. Geol., 68, pp: 239-251.

**Leroy, J.L.; Fritz, B.; Cathelineau, M.; Lespinasse, M. (1991).**- Geochemical modelling of two-mica granite alterations: Subsolidus changes related to dequartzification and clay alteration. En: Source, Transport and Deposition of Metals. Eds. Pagel y Leroy, pp: 69-72.

**Lespinasse, M. (1984).**- Contexte structural des gisements d'uranium de la Marche Occidentale. Fracturation, circulations fluides, propagation de l'épisyénitisation. Mém. Géol. Géochim. Uranium, Nancy, 8, 200 pp.

**Lespinasse, M. (1989).**- Microfracturing and regional stress fields: relation with fluid chronology and hydrothermal quartz leaching (episyenitization). En: Uranium deposits in magmatic and metamorphic rocks. I.A.E.A-Tc-571/5, pp: 57-76.

**Lespinasse, M.; Pêcher, A. (1986).**- Microfissuring and regional stress: The example of the Marche granite, Massif Central, France. Journ. Struct. Geology, 8, 2, pp: 169-180.

**Lichtner, P.C. (1993).**- Scaling properties of time-space kinetic mass transport equations and the local equilibrium limit. Amer. Journ. Sc., 293, pp: 257-296.

**Liou, J.G. (1973).**- Synthesis and stability relations of epidote  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ . Journ. Petrol., 14, pp. 381-413.

**Lisle, R.J. (1987).**- Principal stress orientations from faults: an additional constraint. Ann. Tectonic., 1, pp. 155-158.

**Lobato, L.M.; Fyfe, W.S. (1990).**- Metamorphism, metasomatism and mineralization at Lagoa Real, Bahia, Brazil. Economic Geology, 85, pp: 968-989.

**Locutura, J.; Tornos, F. (1985).**- Consideraciones sobre la metalogenia del Sector Medio del Sistema Central Español. Rev. R. Acad. Cien. Exac. Fis. Nat. Madrid, LXXIX, 4, pp: 589-615.

**London, D. (1986).**- Holmquistite as a guide to pegmatitic rare metal deposits. Amer. Mineral., 81, pp. 704-712.

**Lowell, R.P.; Van Cappellen, P.; Germanovich, L.N. (1993).**- Silica precipitation in fractures and the evolution of permeability in hydrothermal up/low zones. Science, 260, pp:

192-194.

**Lyons, P.C. (1976).**- The chemistry of riebeckites of Massachusetts and Rhode Island. *Mineral. Magaz.*, 40, pp. 473-479.

**Macaya, J.; González Lodeiro, F.; Martínez Catalán, J.R.; Alvarez, F. (1991).**- Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercynian orogen of Central Spain. *Tectonophysics*, 191, pp. 291-309.

**Makino, K.; Tomita, K. (1989).**- Cation distribution in the octahedral sites of hornblendes. *Amer. Mineral.*, 74, pp. 1097-1105.

**Martin, S. (1981).**- Episyénitisation et minéralisation dans le leucogranite d'Hyverneresse (Nord Millevaches, M.C.F.). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Clermont II, Francia, 222 pp.

**Maruejols, P. (1989).**- Metasomatose alcaline et mineralisations uranifères: Les albitites de gisement de Lagoa Real (Bresil). *Mém. Geol. Geochim. des Mat. Premières et Energetiques*, 18, CREGU, Francia, 428 pp.

**Maruyama, S.; Liou, J.G.; Suzuki, K. (1982).**- The peristerite gap in low-grade metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81, pp. 268-276.

**Matsuhisa, Y.; Goldsmith, J.R.; Clayton, R.N. (1979).**- Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, pp. 1131-1140.

**Matthews, A.; Goldsmith, J.R.; Clayton, R.N. (1983a).**- Oxygen isotope fractionation involving pyroxenes: The calibration of mineral-pair geothermometers. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, pp. 631-644.

**Matthews, A.; Goldsmith, J.R.; Clayton, R.N. (1983b).**- Oxygen isotope fractionation between zoisite and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 645-654.

**Matthews, A.; Schliestedt, M. (1984).**- Evolution of the blueschist and greenschist facies rocks of Sifnos, Cyclades, Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88, pp. 150-163.

**McLennan, S. (1989).**- Rare Earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. En: Geochemistry and mineralogy of Rare Earth elements. *Reviews in Mineralogy*, v. 21, pp. 169-200.

**Meagher, E.P. (1982).**- Silicate garnets. En: Orthosilicates. *Reviews in Mineralogy*, 5, 2<sup>a</sup> ed., pp. 25-66.

**Mergoil-Daniel, J.; Labernardiere, H.; Maisonneuve, J. (1986).**- Episyénites-fenites et



source de l'uranium. C.R. Acad. Sc. Paris, 302, II, 5, pp: 227-232.

**Mergoil-Daniel, J.; Labernardiere, H.; Maisonneuve, J. (1991).**- Effects metasomatiques dans les granites: "Episyenites" et "Fenites". Abstract, Granites oceaniques et continentaux, Seance specialisée de la Societe Geologique de France, Org. Black, R.; Bonin, B.; Giret, A. & Sabate, P., Paris.

**Michard, A. (1989).**- Rare Earth systematics in hydrothermal fluids. Geochim. Cosmochim. Acta, 53, pp. 745-750.

**Michel, J. (1983).**- Episyenites et concentrations uraniferes associées dans la massif de St. Sulpice les Feuilles (Haute Vienne, France). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, I.N.P.Lorraine, Nancy, Francia, 461 pp.

**Middelburg, J.; Van der Weijden, C.; Woittiez, J. (1988).**- Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. Chem. Geol., 68, pp. 253-273.

**Miesch, A. (1976a).**- Q-Mode Factor Analysis of geochemical and petrologic data matrices with constant row-sums. Geological Survey Professional Paper, 574-G, pp. 47.

**Miesch, A. (1976b).**- Q-Mode factor analysis of compositional data. Computers & Geosciences, v. 1, pp. 147-159.

**Moody, J.B.; Jenkins, J.E.; Meyer, D. (1985).**- An experimental investigation of the albitization of plagioclase. Can. Mineral., 23, pp. 583-596.

**Mora, A. (1969).**- Sienitización de los granitos del Guadarrama. Estudio Petrológico. Tesis de Licenciatura. Univ. Complutense, Madrid, 56 pp.

**Moreau, M. (1980).**- Les gisements d'uranium. Mém. BRGM, 107, pp: 318-323.

**Morimoto, N.; Fahier, J.; Ferguson, A.K.; Ginzburg, I.V.; Ross, M.; Seifert, F.A.; Zussman, J.; Aoki, K.; Gottardi, G. (1988).**- Nomenclature of pyroxenes. Amer. Mineral., 73, pp: 1123-1133.

**Morrison, J. (1991).**- Compositional constraints on the incorporation of Cl into amphiboles. Amer. Mineral., 76, pp. 1920-1930.

**Neumann, E. (1976).**- Two refinements for the calculation of structural formulae for pyroxene and amphiboles. Norsk Geologisk Tidsskrift, 56, pp. 1-6.

**Nord, G.L.Jr.; Hammarstrom, J.; Zen, E. (1978).**- Zoned plagioclase and peristerite

- formation in phyllites from southwestern Massachusetts. *Amer. Mineral.*, 63, pp. 947-955.
- Northrop, D.A.; Clayton, R.N. (1966).**- Oxygen-isotope fractionations in systems containing dolomite. *Journ. Geol.*, 74, pp: 174-196.
- Norton, D.L. (1984).**- Theory of hydrothermal systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12, pp: 155-177.
- Norton, D.L. (1987).**- Advective metasomatism. En: Chemical Transport in Metasomatic Processes. Ed. Helgeson, pp: 123-132.
- Oelkers, E.H.; Helgeson, H.C. (1990).**- Triple-ion anions and polynuclear complexing in supercritical electrolyte solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 54, pp: 727-738.
- Oelkers, E.H.; Helgeson, H.C. (1991).**- Calculation of activity coefficients and degrees of formation of neutral ion pairs in supercritical electrolyte solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 55, pp: 1235-1251.
- Oelkers, E.H.; Helgeson, H.C. (1993).**- Calculation of dissociation constants and the relative stabilities of polynuclear clusters of 1:1 electrolytes in hydrothermal solutions at supercritical pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 57, pp: 2673-2697.
- Onasch, C.M. (1990).**- Microfractures and their role in deformation of a quartz arenite from the central Appalachian foreland. *Journ. Struct. Geol.*, 12, 7, pp: 883-894.
- O'Neil, J.R. (1963).**- Oxygen isotope fractionation studies in mineral systems. Ph. D. Thesis, University of Chicago.
- O'Neil, J.R. (1986a).**- Theoretical and experimental aspects of isotopic fractionation. En: Stable Isotopes in high temperature geological processes. *Reviews in Mineralogy*, 16, pp. 1-40.
- O'Neil, J.R. (1986b).**- Appendix: Terminology and Standards. En: Stable Isotopes in high temperature geological processes. *Reviews in Mineralogy*, 16, pp. 561-569.
- O'Neil, J.R.; Taylor Jr, H.P. (1967).**- The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. *Amer. Mineral.*, 52, pp. 1414-1437.
- Onuma, N.; Clayton, R.N.; Mayeda, T.K. (1972).**- Oxygen isotope cosmo thermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, pp. 169-188.
- Orville, P.M. (1972).**- Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solution: results at 700°C and 2000 bars in the presence of quartz. *Amer. Journ. Sc.*, vol. 272, pp: 234-272.

- Palache, C.; Davidson, S.C.; Goranson, E.A. (1930).**- The hiddentite deposit in Alexander County, North California. *Am. Mineral*, 15, pp: 280-302.
- Parsons, I. (1978).**- Feldspars and fluids in cooling plutons. *Mineral. Magaz.*, 42, pp. 1-17.
- Parsons, I.; Boyd, R. (1971).**- Distribution of potassium feldspar polymorphs in intrusive sequences. *Mineral. Magaz.*, 38, pp. 295-311.
- Pêcher, A.; Lespinasse, M.; Leroy, J.L. (1985).**- Relation between fluid inclusion trails and regional stress field: A tool for fluid chronology. The example of an intragranitic uranium ore deposit, north-west Massif Central, France. *Lithos*, 18, pp: 229-237.
- Pégoraro, O. (1972).**- Application de la microtectonique á une étude de néotectonique sur le golfe maliaque (Grèce centrale). Thèse 3<sup>ème</sup> cycle tectonophysique, Montpellier, Francia, 41 pp.
- Pérez Mazario, F.; Hernando, S; Rincón, R. (1992).**- Evolución en dos etapas de las cuencas pérmicas del borde noreste del Sistema Central Español. Análisis sedimentológico y procedencia de materiales. *Cuad. Geol. Iberica*, 16, pp. 91-114.
- Pérez-Soba, C. (1991).**- Petrología y geoquímica del macizo granítico de la Pedriza. Sistema Central Español. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 225 pp.
- Poli, S.; Schmidt, M.W. (1992).**- A comment on "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer" by J.D. Blundy and T.J.B. Holland (*Contrib. Mineral. Petrol.* (1990) 104:208-224). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 111, pp. 273-282.
- Price, J.G. (1985).**- Ideal site mixing in solid solutions, with an application to two-feldspar geothermometry. *Amer. Mineral.*, 70, pp. 696-701.
- Pryer, L.L. (1993).**- Microstructures in feldspars from a mayor crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journ. Struct. Geol.*, 15-1, pp: 21-36.
- Recio, C.; Ugidos, J.M.; Fallick, A.E. (1992).**- Origen de las sienitas asociadas a granitos biotíticos y anfibólicos en la zona Avila-Béjar (Sistema Central Español). *III Cong. Esp. Geol.*, 1, pp: 367-372.
- Reches, Z. (1978).**- Analysis of faulting in three-dimensional strain field. *Tectonophysics*, 47, pp. 109-129.
- Reches, Z. (1983).**- Faulting of rocks in three-dimensional strain field. II. A strain theory of faulting. *Tectonophysics*, 95, pp. 133-156.
- Reches, Z. (1987).**- Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey

the Coulomb Yield condition. *Tectonics*, 6, pp. 849-861.

**Reches, Z.; Dieterich, J.H. (1983).**- Faulting of rocks in three-dimensional strain fields I. Failure of rocks in polyaxial, servo-control experiments. *Tectonophysics*, 95, pp. 111-132.

**Reed, M.H. (1982).**- Calculation of multicomponent chemical equilibria and reaction processes in systems involving minerals, gases and an aqueous phase. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 46, pp: 513-528.

**Reed, M.H.; Spycher, N.F. (1985).**- Boiling, cooling, and oxidation in epithermal systems: a numerical modeling approach. En: Geology and geochemistry of epithermal systems. Reviews in Economic Geology, vol.2, Cap.11, pp: 249-272.

**Respaut, J.P. (1984).**- Géochronologie et géochimie isotopique U-Pb de la minéralisation uranifère des Pierres Plantées (Lozère) et de son encaissant: le massif granitique de la Margeride. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle U.S.T.L., Montpellier, Francia, 122 pp.

**Ribbe, P.H. (1982).**- Titanite (Sphene). En: Orthosilicates. Reviews in Mineralogy, 5, 2<sup>a</sup> ed., pp. 137-154.

**Robert, J.L. (1976).**- Phlogopite solid solutions in the system  $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ . *Chem. Geol.*, 17, pp. 195-212.

**Robert, J.L.; Maury, R.C. (1979).**- Natural occurrence of a (Fe,Mn,Mg) tetrasilicic potassium mica. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, pp. 117-123.

**Robinson, P.; Spear, F.S.; Schumacher, J.C.; Laird, J.; Klein, C.; Evans, B.W.; Doolan, B.L. (1982).**- Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. En: Amphiboles: petrology and experimental phase relations. Reviews in Mineralogy, 9B, pp. 1-227.

**Roedder, E. (1984).**- Fluid Inclusions. Reviews in Mineralogy, 12, 644 pp.

**Rubie, D. (1982).**- Mass transfer and volume change during alkali metasomatism at Kisingiri, Western Kenya. *Lithos*, 15, pp. 99-109.

**Rutter, E.H. (1986).**- On the nomenclature of mode of failure transitions in rocks. *Tectonophysics*, 122, pp: 381-387.

**Saavedra, J.; Arenillas, M. (1979a).**- Fenómenos de alcalinización y enrojecimiento en algunos granitos hercínicos tardíos y rocas básicas asociadas del Sistema Central (provincias de Avila y Salamanca). Posición en su medio geotectónico. En: Temas Geológicos y Mineros.

I.G.M.E., pp: 539-563.

**Saavedra, J.; Arenillas, M. (1979b).**- Consideraciones sobre la rubefacción de algunos granitos ibéricos. *Acta Geol. Hisp.*, 14, pp: 474-476.

**San Miguel de la Cámara, M.; De Pedro, F.; García Figuerola, L.C. (1960).**- Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000, Hoja 532, Las Navas del Marqués. Memoria Explicativa. IGME, 87pp.

**Sánchez Serrano, F.; González Casado, J.M.; De Vicente, G. (in press).**- Secuencia deformacional alpina en el borde Sur Oriental del Sistema Central Español (zona de Tamajón, Guadalajara). *Rev. Soc. Esp. Geol.*

**Sarcia, J.; Sarcia, J.A. (1962).**- Gîtes et gisements du Limousin. En: Les minerais uranifères français. Eds. P.U.F., 2, pp: 185-292.

**Sarcia, J.A. (1983).**- L'uranium des albitites. *Comp. Française Petr., Notes et Mémoires*, 18, pp: 57-60.

**Schaltegger, U.; Krähenbühl, U. (1990).**- Heavy rare-earth element enrichment in granites of the Aar Massif (Central Alps, Switzerland). *Chem. Geol.*, 89, pp. 49-63.

**Schmidt, M.W. (1992).**- Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, pp. 304-310.

**Seifert, F.; Schreyer, W. (1965).**- Synthesis of a new mica,  $\text{KMg}_{2.5}(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{D}(\text{OH})_2$ . *Amer. Mineral.*, 48, pp. 1196-1209.

**Shannon, R.D. (1976).**- Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Cryst. A*32, pp. 751-767.

**Sheppard, S.M.F. (1986).**- Characterization and isotopic variations in natural waters. En: Stable Isotopes in high temperature geological processes. *Reviews in Mineralogy*, 16, pp. 165-183.

**Shock, E.L.; Helgeson, H.C. (1988).**- Calculations of the thermodynamic and transport properties of aqueous species at high pressures and temperatures: Correlation algorithms for ionic species and equation of state predictions to 5 Kb and 1000°C. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 52, pp: 2009-2036.

**Shock, E.L.; Helgeson, H.C.; Sverjensky, D.A. (1989).**- Calculations of the thermodynamic

and transport properties of aqueous species at high pressures and temperatures: Standard partial molal properties of inorganic neutral species. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 53, pp: 2157-2183.

**Sibson, R.H. (1977).**- Fault rocks and fault mechanisms. *Journ. Geol. Soc. London*, 133, pp: 191-213.

**Sibson, R.H. (1993).**- Load-strengthening versus load-weakening faulting. *J. of Structural Geology*, vol. 15, nº 2, pp: 123-128.

**Simon Gómez, J.L. (1984).**- Compresión y distensión alpina en la Cadena Ibérica oriental. Instituto de Estudios Turolenses, 269 pp.

**Smirnov, V.E. (1976).**- Albitite-greisen deposits. En: Geology of mineral deposits. Ed. Mir, 8, pp. 197-209.

**Smith, J.V.; Brown, W.L. (1988).**- Feldspar Minerals, V.1: Crystal structures, Physical, Chemical and Microtextural Properties. 2ª Ed., Ed. Springer-Verlag, 828 pp..

**Sobrinho, E.G.; Raposo, C.; Alves, J.V.; Brito, W. de; Vasconcelos, T.G. (1980).**- O distrito unanífero de Lagoa Real, Bahia. *Anais XXXI Cong. Brasileiro Geol.*, 3, pp: 1499-1512.

**Sopeña, A. (1979).**- Estratigrafía del Pérmico y Triásico del NW de la Provincia de Guadalajara. *Semin. Estrat., Monografías*, 5, 329 pp.

**Sopeña, A.; López, J.; Arche, A.; Pérez Arlucea, M.; Ramos, A.; Virgili, C.; Hernando, S. (1988).**- Permian and Triassic Rift-Basins of the Iberian Peninsula. En: Triassic-Jurassic Rifting and the opening of the Atlantic Ocean. *Dev. Geotectonics*, 22, pp: 757-786.

**Sopeña, A.; Ramos, A.; Pérez-Arlucea, M. (1989).**- Permian and Triassic fluvial systems in Central Spain. 4th International Conference on fluvial Sedimentology, Excursion Guidebook, 2, 82 pp.

**Spycher, N.F.; Reed, M.H. (1988).**- Fugacity coefficients of H<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>O and of H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> mixtures: A virial equation treatment for moderate pressures and temperatures applicable to calculations of hydrothermal boiling. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 52, pp: 739-749.

**Spycher, N.F.; Reed, M.H. (1989).**- SOLVEQ-CHILLER: A computer program for computing aqueous-mineral-gas equilibria. Revised Preliminary edition. Dpt. of Geological Sciences, Oregon, 37pp.

- Spycher, N.F.; Reed, M.H. (1992).**- Microcomputer-based modeling of speciation and water-mineral-gas reactions using programs SOLVEQ and CHILLER. En: Water Rock Interaction. Ed. Balkema, pp: 1087-1090.
- Steiger, R.H.; Jäger, E. (1977).**- Subcomission on geochronology: Convention on the use of decay constant in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 36, pp: 359-362.
- Stein, J.H.; Netto, A.M.; Drummond, D.; Angeiras, A.G. (1980).**- Nota preliminar sobre os processos de albitização uranífera da la Goa Real (Bahia) e sua comparação com os da URSS e Suécia. *Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, Sta. Caterina*, 3, pp: 1758-1775.
- Storner, J.C.Jr. (1975).**- A practical two-feldspar geothermometer. *Amer. Mineral.*, 60, pp. 667-674.
- Streckeisen, A.; Le Maitre, R. (1979).**- A chemical approximation to the Modal QAPF clasification of the igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, 136, 2, 169-206.
- Suzuoki, T.; Epstein, S. (1976).**- Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, pp. 1229-1240.
- Sverjensky, D. (1984).**- Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, pp. 70-78.
- Sverjensky, D. (1985).**- The distribution of divalent trace elements between sulfides, oxides, silicates and hidrothermal solutions: I Thermodynamic basis. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, v. 49, pp. 853-864.
- Sverjensky, D.A.; Hemley, J.J.; D'Angelo, W.M. (1991).**- Thermodynamic assessment of hydrothermal alkali feldspar-mica-aluminosilicate equilibria. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 55, pp: 989-1004.
- Swanenberg, H.E.C. (1980).**- Fluid inclusions in high-grade metamorphic rocks from Southwesterns Norway. *Geologica Ultraiectina*, 25, 147 pp.
- Tanger, J.C.; Helgeson, H.C. (1988).**- Calculation of the thermodynamic and transport properties of aqueous species at high pressures and temperatures: Revised equations od state for the standard partial molal properties of ions and electrolytes. *Amer. Journ. Sc.*, 288, pp: 19-98.
- Taylor Jr, H.P. (1977).**- Water/Rock interactions and the origin of H<sub>2</sub>O in granitic batholiths. *J. Geol. Soc. London*, 133, pp. 509-558.

- Taylor, B.E.; O'Neil, J.R. (1977).**- Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, pp. 1-49.
- Thomas, W.M. (1982).**- Stability relations of the amphibole hastingsite. *Amer. Journ. Sc.*, 282, pp. 136-164.
- Thompson, A.B. (1990).**- Heat, fluids, and melting in the granulite facies. En: Granulites and Crustal evolution. Eds. Vielzeuf y Vidal, pp: 37-57.
- Tornos, F. (1989).**- Los skarns y mineralizaciones asociadas del Sistema Central Español. Tesis Doctoral. Univ. Complutense, Madrid, 497 pp.
- Tornos, F.; Casquet, C. (1984).**- La mineralización de W-Sn-Cu-Zn-Pb de Otero de Herreros (Segovia). Un skarn con una zona de cizalla superpuesta. *I Cong. Esp. Geol.*, II, pp: 703-717.
- Tornos, F.; Casquet, C.; Caballero, J.M.; Galindo, C. (1991).**- Cu-Zn-Sn-W mineralizations and other hydrothermal rocks of the Spanish Central System: fluid inclusion data and geochronological evidence of superimposed hydrothermal events. *Plinius*, 5, pp: 222-223.
- Tornos, F.; Casquet, C.; Caballero, J.M.; Galindo, C. (1991).**- A chemical model for the genesis of episyenites and superimposed ores linked with phillitic alteration. En: Source Transport and Deposition of Metals. Eds. Pagel y Leroy, pp: 143-146.
- Touret, J. (1981).**- Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks. En: Short Course in fluid inclusions: applications to petrology. Eds. Hollister y Crawford, pp: 182-208.
- Truesdell, A.H. (1974).**- Oxygen isotope activities and concentrations in aqueous salt solutions at elevated temperatures: Consequences for isotope geochemistry. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 23, pp. 387-396.
- Tullis, J.; Yund, R.A. (1985).**- Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, 13, pp: 238-241.
- Tullis, J.; Yund, R.A. (1987).**- Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: mechanisms and microstructures. *Geology*, 15, pp: 606-609.
- Turpin, L. (1984).**- Alterations hydrothermales et caracterizations isotopique (O-H-C) des minéraux et des fluides dans le massif uranifère de St. Sylvestre. Extension a d'autres gisements d'uranium français. *Géologie et Géochimie de l'uranium*, Mém. 6, 190 p.
- Turpin, L. (1985).**- Rb-Sr dating on hydrothermal alteration in St. Sylvestre leucogranite



(French Central Massif). Abstract, EUG III-K37.

**Turpin, L.; Leroy, J.L.; Sheppard, S.M.F. (1990).**- Isotopic systematics (O,H,C,Sr,Nd) of superimposed barren and U-bearing hydrothermal systems in a Hercynian granite, Massif Central, France. *Chem. Geol.*, 88, pp: 85-98.

**Ubanell, A.G. (1981).**- Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Iber.*, 7, pp: 607-622.

**Ugidos, J.M. (1974).**- Características petrográficas y químicas de los granitos rosas al N y NE de Béjar (Salamanca): aspectos petrogenéticos. *Studia Geol.*, 8, pp: 7-12.

**Ulrich, M.R.; Bodnar, R.J. (1988).**- Systematics of stretching of fluid inclusions II. Barite at 1 atm confining pressure. *Economic Geology*, 83, pp: 137-146.

**Vegas, R.; Banda, E. (1982).**- Tectonic framework and alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evol. Sc.*, 4, pp: 320-343.

**Vialette, Y.; Bellido, F.; Fúster, J.M.; Ibarrola, E. (1981).**- Données géochronologiques sur les granites de La Cabrera. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, pp: 327-335.

**Vialette, Y.; Casquet, C.; Fuster, J.M.; Ibarrola, E.; Navidad, M.; Peinado, M.; Villaseca, C. (1987).**- Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *N. Jb. Mineral. M.*, 10, pp: 465-479.

**Villaseca, C. (1985).**- Los granitos de la Sierra de Guadarrama. *Rev. Real Acad. Cien. Exac. Fis. Nat de Madrid*, 79, pp: 573-587.

**Villaseca, C.; Pérez-Soba, C. (1989).**- Fenómenos de alcalinización en granitoides hercínicos de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 14, pp: 201-212.

**Volfinger, M.; Robert, J-L.; Vielzeuf, D.; Neiva, A.M.R. (1985).**- Structural control of the chlorine content of OH-bearing silicates (micas and amphiboles). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, pp. 37-48.

**Vollbrecht, A.; Rust, S.; Weber, K. (1991).**- Development of microcracks in granites during cooling and uplift: examples from the Variscan basement in NE Bavaria, Germany. *Journ. Struct. Geol.*, 13, 7, pp: 789-799.

**Von Damm, K.L.; Bischoff, J.L.; Rosenbauer, R.J. (1991).**- Quartz solubility in hydrothermal seawater: An experimental study and equation describing Quartz solubility for up to 0.5 MNaCl solutions. *Amer. Journ. Sc.*, 291, pp. 977-1007.

- Vyhnal, C.R.; McSween, H.Y.Jr.; Speer, J.A. (1991).- Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminium hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *Amer. Mineral.*, 76, pp. 176-188.
- Walshe, J.L. (1986).- A six-component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems. *Economic Geology*, 81, pp. 681-703.
- Walshe, J.L.; Solomon, M. (1981).- An investigation into the environment of formation of the volcanic-hosted Mt. Lyell Copper Deposits using geology, mineralogy, stable isotopes and six-component chlorite solid solution model. *Economic Geology*, 76, pp: 246-286.
- Walther, J.V.; Helgeson, H.C. (1977).- Calculation of the thermodynamic properties of aqueous silica and the solubility of quartz and its polymorphs at high pressures and temperatures. *Amer. Journ. Sc.*, 277; pp: 1315-1351.
- Walther, J.; Orville, P. (1983).- The extraction-quench technique for determination of the thermodynamic properties of solute complexes: application to quartz solubility in fluid mixtures. *Amer. Mineral.*, 68, pp: 731-741.
- White, S. (1975).- Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, pp: 287-304.
- Whitney, J.A.; Stormer, J.C.Jr. (1977).- The distribution of  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  between co-existing microcline and plagioclase and its effects on geothermometer calculations. *Amer. Mineral.*, 62, pp. 687-691.
- Whittaker, E.J.W. (1971).- Madelung energies and site preferences in amphiboles. I. *Amer. Mineral.*, 56, 1-2, pp. 980-996.
- Wilkins, R.W.T.; Davidson, L.R.; Ross, J.R. (1970).- Occurrence and infrared spectra of holmquistite and hornblende from Mt. Marion, near Kalgoorlie, Western Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 28, pp. 280-287.
- Willianson, J.H. (1968).- Least squares fitting of a straight line. *Can. J. Phys.*, 46, pp: 1845-1847.
- Wood, S. (1990).- The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium. 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapor pressure. *Chem. Geol.*, 88, pp. 99-125.

- Worden, R.H.; Walker, F.D.L.; Parsons, I.; Brown, W.L. (1990).**- Development of microporosity diffusion channels and deuteric coarsening in perthitic alkali feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, pp. 507-515.
- York, D. (1966).**- Least-squares fitting of a straight line. *Can. J. Phys.*, 44, pp: 1079-1086.
- York, D. (1969).**- Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 5, pp: 320-324.
- Yund, R.A.; Tullis, J. (1991).**- Compositional changes of minerals associated with dynamic recrystallization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108, pp: 346-355.
- Ziegler, P.A. (1988).**- Post-Hercynian plate reorganization in the Tethys and Arctic-North Atlantic domains. *Dev. Geotectonics*, 22, pp. 711-756.
- Ziegler, P.A. (1990).**- Geological Atlas of Western and Central Europe. Ed. G.M.W. Haug, 2<sup>a</sup> ed., 554 pp.

***ANEXO 1***

***DESCRIPCIONES PETROGRAFICAS***

Este anexo se dedica a la descripción petrográfica de un grupo de episienitas representativo del conjunto episienítico detectado y analizado de la Sierra de Guadarrama. Por otra parte, las muestras descritas constituyen la base del análisis isotópico y geocronológico realizado en la memoria.

### **MUESTRA J37a**

Se trata de una episienita piroxénica hedembergítica donde se observan las dos etapas principales de génesis mineral hidrotermal definidas para las episienitas primarias en el capítulo III. La primera etapa es el resultado del reemplazamiento en condiciones aparentemente estáticas del granito, con desarrollo de texturas de recrecimiento-reemplazamiento. La segunda etapa consiste en una etapa de recrystalización y neoformación mineral, asociada a procesos de deformación (recrystalización dinámica). Esta segunda etapa define una textura blastocataclástica, que en este caso, dado el fuerte desarrollo de las texturas manto-núcleo de los feldespatos (ergo, la deformación), define "grosso modo" una granulometría bimodal, siendo frecuente la aparición de núcleos de feldespatos y nódulos máficos, más o menos deformados, flotando en una matriz preferentemente plagioclásica de grano muy fino (mantos).

El feldespato formado en la primera etapa de génesis mineral hidrotermal es una oligoclasa (An 11-14), que aparece como granos alotriomorfos de grano medio-fino. Los contactos intergranulares consisten generalmente en corredores granoblásticos (mantos) de albita-oligoclasa (An 9-12) formados en la segunda etapa, aunque también es posible observar contactos intergranulares suturados sin recrystalización asociada. Los núcleos de oligoclasa presentan macla polisintética y débil turbidez debido a la presencia de microinclusiones (sólidas y fluidas) y micro-oquedades. La deformación intragranular se refleja en la presencia de extinción ondulante, fracturas y bandas de deformación a las que se asocian microgranos neoformados de oligoclasa y abundantes subgranos.

La microclina es relictas de la etapa magmática. Aparece como cristales alotriomorfos, procedentes o no de un mismo megacristal, desconectados entre sí por la presencia de mantos de albita-oligoclasa de segunda generación. Generalmente turbia, es frecuente observar macla simple (Carsbald) y suelen presentar un aspecto sargado ("tweed"). Presentan un fuerte desarrollo de tipos perthíticos deutéricos, sensu **Parsons y Brown (1984)**, en parche ("patch perthites") y vena ("vein perthite"), aunque también son visibles microperthitas fibrilares ("string perthites") y trenzadas ("braid perthites").

La hedembergita formada en la primera etapa aparece en agregados (nódulos máficos) poliminerales de grano fino-muy fino intersertales-intersticiales, asociada a apatito, fluorita, circón,

esfena, magnetita, allanita y oligoclasa. Estos nódulos están a su vez deformados y parcialmente recrystalizados durante la segunda etapa. La deformación intracrystalina es de tipo frágil y la intercrystalina parece resolverse en procesos de recrystalización, reflejados en la formación de aureolas consistentes en un intercrecimiento de hedembergita y albita-oligoclasa, progresivamente más pobres en hedembergita hacia el exterior. Frecuentemente, la hedembergita de estas aureolas adopta una posición pseudoradiada respecto al nódulo máfico inicial. En menor medida, también se observa hedembergita de segunda generación en los mantos granoblásticos de albita-oligoclasa como cristales aislados de grano muy fino.

La hastingsita aparece con carácter tardi- o post- segunda etapa de génesis mineral hidrotermal. Escasamente desarrollada, reemplaza incipientemente a la hedembergita sita en los nódulos máficos.

Respecto a los accesorios, el más abundante es la esfena. Se forma en las dos etapas principales definidas. En los nódulos máficos aparece como cristales de grano muy fino, subidiomorfos y fragmentados. En los mantos plagioclásicos suele aparecer como microcristales alotriomorfos, en agregados o aislados. El circón se caracteriza por la presencia de múltiples coronas de recrecimiento. La monacita, de origen ígneo, presenta coronas de reacción dobles, la interna formada por apatito y la externa por allanita. La allanita, aparece como cristales de grano muy fino, alotriomorfos y no deformados en los mantos plagioclásicos o como cristales subidiomorfos, de grano fino, rotos y puntualmente retrogradados a productos arcillosos. El apatito, de aspecto criboso (microinclusiones sólidas y fluidas), aparece como inclusiones en la fracción feldespática y melanócrata de primera generación y en los mantos plagioclásicos. La fluorita también se forma en las dos etapas; aparece asociada tanto a los agregados hedembergíticos iniciales, como a núcleos deformados de oligoclasa, con carácter tardío, y a los mantos plagioclásicos. La magnetita, subidiomorfa, se asocia a los agregados hedembergíticos de primera generación y a los mantos plagioclásicos. Por último, en los mantos plagioclásicos se observan cristales de grano muy fino de sulfuros (pirita y calcopirita).

Puntualmente, este tipo episienítico puede presentar andradita con hábitos esqueléticos, asociada a mantos oligoclásicos junto a hedembergita y magnetita.

#### **MUESTRA J37j**

Se trata de una episienita piroxénica hedembergítica fuertemente anfibolitizada. Pertenece a la misma columna metasomática que la anterior. Presenta una textura blastocataclástica, aunque con un

menor desarrollo de las texturas manto-núcleo que en la muestra anterior. La deformación, menos intensa que en la muestra anterior, se refleja en la preservación de gran parte de los contactos intercristalinos entre los feldespatos formados en la primera etapa de génesis mineral hidrotermal, la mejor preservación de la microclina y en un menor desarrollo de la fracción de grano muy fino neoformada (mantos). Aparte de las dos etapas de génesis mineral hidrotermal definidas para las episienitas primarias, presenta procesos incipientes de microclinización y cloritización tardíos.

La plagioclasa de primera generación hidrotermal es una albita (An 1-6) con las mismas características texturales que la de la muestra anterior, salvo en un menor desarrollo de las texturas de deformación-recristalización y por la presencia de bordes de recrecimiento ligados a la primera etapa, que se caracterizan por la ausencia de turbidez. Por otra parte, es frecuente la aparición de antipertitas en parche tardías (proceso de microclinización), irregularmente distribuidas en el núcleo de los cristales así como por la presencia de pequeños cristales alotriomorfos epidóticos. Los mantos granoblásticos, formados en la segunda etapa, están constituidos por cristales de grano fino ligeramente más cálcicos (An 5-8).

La microclina, abundante, se presenta como fragmentos de antiguos fenocristales ígneos normalmente aislados por mantos granoblásticos albiticos. Presentan frecuentemente macla simple (Carsbald), texturas de exolución (micropertitas fibrilares y trenzadas) y aspecto sargado. La existencia de ribetes albiticos en los contactos ortosa-ortosa, tipos pertíticos deutéricos (en parche) y de contactos con la albita de primera generación lobulados, evidencia la existencia de un proceso de albitización en la primera etapa de génesis mineral hidrotermal. La microclina también aparece en los mantos plagioclásicos, como pequeños granos alotriomorfos dispersos, posiblemente producto de un proceso de microclinización tardío.

La hedembergita se asocia tanto a la primera como a la segunda etapa de génesis mineral hidrotermal, con las mismas características texturales que en la muestra anterior. Composicionalmente ambas difieren en un mayor contenido en magnesio de la hedembergita formada en la segunda etapa, que aparece en los mantos granoblásticos albiticos y en las aureolas simplectíticas de albita-hedembergita alrededor de los nódulos máficos. El piroxeno de primera generación presentan un avanzado estado de anfibolitización, con desarrollo de grandes cristales alotriomorfos fibrosoradiados y tendencia poiquiloblástica de hastingsita desarrollados en los nódulos máficos; en este proceso se preservan los accesorios preexistentes (apatito, esfena, magnetita y circón).

La hastingsita es el principal máfico existente en la roca. Aparte de los reemplazamientos de agregados hedembergíticos, es el máfico predominante en los mantos plagioclásicos. En estos se pueden

diferenciar microdominios en función del máfico existente (hastingsita o hedembergita de segunda generación). Presentan tamaños de grano seriados, desde grano fino a muy fino, en forma de cristales generalmente alotriomorfos con tendencia poiquiloblástica; puntualmente forma agregados más o menos ricos en albita, agregados donde puede coexistir con biotita.

La biotita tiene carácter de mineral accesorio. Generalmente aparece en agregados máficos, asociada a hastingsita y nunca a hedembergita, con un tamaño de grano fino; ocasionalmente aparece como placas alotriomorfas algo mayores, intersticiales a la fracción feldespática de primera generación, pero aisladas de ella por mantos granoblásticos albiticos. Presenta inclusiones de apatito, ilmenita con coronas de esfena y exoluciones de fluorita. Es frecuente observarla parcialmente retrogradada a clorita.

Del conjunto de accesorios, esfena, magnetita, apatito, circón, allanita y monacita, aparte de aparecer como microinclusiones en los agregados máficos, tienden a agruparse en microzonas de los mantos granoblásticos junto a la hastingsita y albita. Estos agregados, junto a los anteriores, suelen presentar una albita turbia.

Magnetita, apatito, circón y monacita presentan las mismas características que en la muestra anterior. La allanita sólo aparece como cristales alotriomorfos.

Se observa epidota con carácter tardío rellenando fracturas, asociada a albita, y en los agregados máficos, donde reemplaza a hastingsita y biotita. La ilmenita de estos agregados presenta una corona de esfena.

#### **MUESTRA CEC4**

Es una episienita piroxénica egírnica fuertemente anfibolitizada. Como todos los tipos primarios, presenta una doble etapa de génesis mineral hidrotermal. El escaso desarrollo de la segunda etapa define una textura blastocataclástica muy incipiente. Aparte de las dos etapas antes mencionadas, en la muestra se desarrollan incipientemente procesos de microclinización y cuarcificación tardíos.

La incipiente textura blastocataclástica se desarrolla sobre la asociación mineral de primera generación hidrotermal e ígnea, que presenta una textura de recrecimiento-reemplazamiento, caracterizada por la presencia de porfidoblastos de microclina de grano grueso, cuyo origen último es ígneo, en una matriz de grano medio-fino granoblástica alotriomorfa, formada por albita, microclina, agregados intersetales-intersticiales melanocratos egírnicos y cristales aislados de biotita.

La microclina aparece como porfidoblastos de grano grueso elongados y alotriomorfos o como



cristales alotriomorfos de grano medio. Presentan macla simple (Carsbald) y micropertitas de exolución tipo trenzado, pelicular ("film") y en varilla. La deformación se refleja en la presencia de extinción ondulante, frecuentemente de aspecto parcheado. Los procesos de albitización se reflejan en la existencia de pertitas deutéricas, en parche y vena, ribetes albiticos intergranulares y bordes lobulados de reemplazamiento de la albita sobre la microclina. Puntualmente se pueden observar venas monocristalinas de albita atravesando los cristales.

La plagioclasa de primera generación es una albita (An 1-2). Aparece como cristales alotriomorfos de grano medio-fino con macla polinsintética y débil turbidez. Frecuentemente presenta extinción ondulante y rara vez se observan flexiones de los planos de macla. Es frecuente observar bordes de recrecimiento límpidos. La segunda etapa da lugar a la aparición de mantos de albita (An 2) intercristalinos desconectados entre sí.

La egirina aparece generalmente en agregados intersertales, muchas veces monominerales, aunque también asociados a albita, esfena, magnetita y circón. Los cristales son de grano muy fino alotriomorfos a subidiomorfos de grano fino, y pueden presentar texturas de crecimiento epitaxial (drusas). Puntualmente aparece incluida en bordes de recrecimiento albiticos. La deformación es de tipo frágil.

La biotita, relativamente abundante, se presenta como cristales alotriomorfos con bordes aflecados recrystalizados. Puntualmente deformada (foliación flexionada), puede aparecer como pequeños cristales intersticiales o, incluso como pequeños agregados, a lo largo de bordes de grano entre cristales de plagioclasa o blindada por porfidoblastos de microclina. Presenta inclusiones de magnetita y apatito y es frecuente el desarrollo de agregados microcristalinos de egirina sobre ella.

El anfibol (ferri-clinoholmquistita sódica) aparece como pequeños cristales de tendencia subidiomorfa poiquiloblástica en los mantos granoblásticos y en agregados intersertales-intersticiales con dos tipos texturales:

- Hábitos asbestiformes, generalmente en agregados policristalinos reemplazando la egirina y también como inclusiones en el cuarzo tardío.
- Hábitos subidiomorfos, asociados o no a la egirina en los agregados máficos y como cristales aislados en los mantos granoblásticos albiticos. Presenta relaciones con la egirina equívocas, desde pequeños cristales incluidos en los bordes de cristales de egirina o intercreciendo con ella, a cristales que se desarrollan a favor de ésta.

Con caracter tardío se observa una microclinización generalizada con aparición de antipertitas en parche, tendencia a la recrystalización y eliminación de las pertitas (deutéricas o de exolución) en el feldespato potásico relicto y microclinización de los mantos de albita con formación de cristales de grano

medio, alotriomorfos y poiquiloblásticos de microclina, donde se observan inclusiones de anfíbol y egirina. Así mismo se observa una incipiente transformación a taeniolita de la biotita no blindada por microclina.

Por último, con carácter tardío, se observa un incipiente proceso de cuarcificación a favor de los nódulos máficos intersertales. El cuarzo, aparte de pequeños individuos intersticiales en estos agregados, puede formar agregados policristalinos con inclusiones de egirina, esfena y ferri-clinoholmquistita sódica.

El número de accesorios observado es escaso y está constituido por esfena, apatito, circón y magnetita.

La esfena es el más abundante y se presenta como agregados de microcristales alotriomorfos a cristales de grano fino subidiomorfos, tanto en los nódulos máficos como en los mantos granoblásticos albiticos. El circón, escaso, carece de aureolas de recrecimiento. La magnetita va ligada a las zonas de formación de máficos y aparece también incluida en la biotita. El apatito, de grano muy fino, es ubícuo, apareciendo en los incipientes mantos, en los nódulos melanocratos e incluidos en la albita de primera generación.

#### **MUESTRA J34f2**

Es una episienita anfibólica con una textura blastocataclásica bien desarrollada sobre una textura de recrecimiento-reemplazamiento previa. Esta última es inequigranular, alotriomorfa, de grano medio-fino, y está actualmente constituida por microclina, oligoclasa mirmequítica y nódulos máficos, fuertemente afectados por la segunda etapa de génesis mineral hidrotermal.

Los mantos granoblásticos plagioclásicos de segunda generación, de grano muy fino, se desarrollan normalmente sobre los límites intergranulares primitivos, aunque también pueden observarse sobre nuevos límites generados por cataclasis. Los contactos interplagioclásicos son siempre suturados.

En esta muestra es significativo el fuerte desarrollo observado de los procesos de microclinización tardíos. También se observan otros procesos de retrogradación muy incipientes, como cloritización, sericitización y ferruginización.

La plagioclasa es el feldespato más abundante en la asociación mineral de primera generación. Es una oligoclasa (An 11-12) mirmequítica, alotriomorfa y turbia, que presenta escasos cristales individualizados algo más anortíticos (An 22) y microsectores no mirmequíticos albiticos (An 6). Deformados, presentan extinción ondulante, aunque raramente aparecen los planos de macla (polisintética)

flexionados.

La microclina presenta hábitos subordinados a la oligoclasa anterior y también está deformada. Frecuentemente maclada (Carsbald) y fuertemente turbia, presenta restos microclinizados de macropertitas en parche y micropertitas en varilla. Las inclusiones de plagioclasa también son mirmequíticas.

Los mantos granoblásticos, de grano muy fino, están constituidos por una simplectita de oligoclasa mayoritaria (An 26-28), biotita y anfíbol. Los contactos con la oligoclasa de la fracción grosera están ocupados por una oligoclasa también de grano muy fino, composicionalmente intermedia entre ambas (An 14-15). Los contactos con la microclina se resuelven con un agregado en peine de cristales de oligoclasa mirmequíticos con un tamaño de grano algo mayor. El anfíbol (hastingsita magnesiaca parcialmente retrogradadas a hornblendas hastingsíticas magnesianas y ferrohornblendas), presenta un tamaño de grano algo mayor que la plagioclasa, con hábitos de tendencia subidiomorfa y poiquiloblástica, y presentan microinclusiones de esfena y oligoclasa. La biotita, aunque aparece diseminada en los mantos granoblásticos, tiende a agruparse en nódulos, junto a oligoclasa, anfíbol y accesorios.

Como accesorios aparece ilmenita, esfena, apatito, epidota y circón. La ilmenita, alotriomorfa, aparece blindada por agregados microcristalinos de esfena. Esta se presenta como agregados de cristales de grano muy fino, alotriomorfos y anubarrados con núcleos zonados claros o en agregados microcristalinos. La epidota se presenta como cristales de grano fino-muy fino, aislados, subidiomorfos y rotos o como agregados intergranulares de cristales cribosos de grano muy fino y tendencia fascicular, reemplazados parcialmente por la oligoclasa. El apatito se presenta como microcristales subidiomorfos enteros en los cristales de primera generación de oligoclasa y rotos o no, en los mantos granoblásticos y nódulos máficos. Los circones, de grano muy fino, están recrecidos y aparecen rotos en los mantos granoblásticos. La allanita aparece como porfiroclastos con bordes epidóticos deformados y parcialmente corroídos o como cristales de grano muy fino redondeados, en los mantos granoblásticos.

Con carácter tardío se observa una microclinización relativamente intensa, reflejada en la aparición de antipertitas en parche con límites difusos y microcristales bien diferenciados en la oligoclasa grosera, que tienden a fusionarse para formar frentes unitarios de microclinización. En los mantos se verifica un proceso de microclinización que da lugar a un aumento del tamaño de grano, por fusión de los pequeños granos del agregado previo.

Con carácter también tardío se observa una incipiente cloritización penetrativa de la biotita, sericitización puntual de la oligoclasa y la presencia de óxidos de Fe ligados a una etapa de fracturación también tardía.

**MUESTRA J83b**

Se trata de una episenita anfibólica que presenta una textura blastocataclásica incipiente desarrollada a favor de una fuerte cataclasis. Originalmente, la roca (textura de recrecimiento-reemplazamiento) presenta un carácter heterogranular porfidoblástico heredado del protolito ígneo.

Por otra parte, son visibles procesos incipientes de retrogradación (microclinización, cloritización y en menor medida, silicificación y sericitización).

La asociación mineral formada en la primera etapa de génesis mineral hidrotermal está constituida por un entramado de cristales de grano medio-fino alotriomorfos de albita y microclina, con algún fenoclasto de ortosa, y nódulos máficos intersetales-intersticiales fuertemente modificados por la segunda etapa.

La deformación asociada a la segunda etapa se traduce en una fuerte cataclasis (fragmentación irregular) y desarrollo de estructuras de deformación plástica, intracristalinas (flexión de planos de macla y extinción ondulante) e intercristalinas (desarrollo de mantos granoblásticos plagioclásicos). Estos mantos se desarrollan a favor de antiguos límites de grano, o a favor de nuevos límites generados por la rotura del entramado feldespático. Sin embargo, a pesar del fuerte desarrollo de los mantos, son visibles contactos interplagioclásicos rectos o incipientemente suturados.

La microclina, de origen ígneo, presenta maclas simples (Carsbald) y ocasionalmente, aspecto sargado en áreas deformadas y maclado en enrejado en algún borde de cristal, asociado posiblemente a la etapa tardía de microclinización. Los procesos de albitización de primera generación se manifiestan por la albitización de las inclusiones originales de plagioclase, la presencia de ribetes albiticos intergranulares y contactos lobulados microclina-albita, convexos hacia la microclina. Se preservan los tipos micropertíticos de exolución (en varilla) y al mismo tiempo se observa un incipiente desarrollo de tipos macro-micropertíticos deutéricos (en parche y vénula).

La plagioclase de primera generación es una albita (An 3-6). Forma un agregado de cristales alotriomorfos de grano medio-fino, con aspecto turbio y con inclusiones de circón, apatito criboso y epidota de grano muy fino. Puntualmente se observan restos de bordes de recrecimiento de andesina (An 45), fuertemente afectados por el desarrollo de los mantos plagioclásicos. Rara vez muestran antipertitas en parche, y se presenta puntualmente sericitizada.

La plagioclase de los mantos granoblásticos están constituidos por una oligoclase (An 20-24) límpida. Estos mantos, cuando se desarrollan a favor de antiguos límites intergranulares, constituyen una

simplectita de oligoclasa mayoritaria, biotita (ambos de grano muy fino) y anfíbol (hornblenda hastingsítica parcialmente retrogradada a ferrohornblenda) subidiomorfo de grano muy fino, aunque con tendencia a un tamaño de grano mayor que oligoclasa y biotita, con tendencia poiquiloblástica. Cuando afectan a los antiguos nódulos máficos tienden a ser progresivamente más ricos en biotita, llegando a observarse agregados microgranulares de biotita con oligoclasa y anfíbol diseminados. Puntualmente aparece asociada microclina, posiblemente producto de la recrystalización de la ortosa deformada. Los mantos desarrollados a favor de fracturas en la plagioclasa de primera generación son predominantemente oligoclásicos, donde rara vez se observa biotita y anfíbol. En los mantos se conservan fragmentos (núcleos de grano fino a muy fino) de albita y microclina, turbias.

Los frentes de reemplazamiento sobre los núcleos microclínicos son netos, observándose texturas en peine de oligoclasa algo más sódica (An 16-17) mirmequítica y frentes irregulares en la albita, con individualización de microgranos de oligoclasa dentro de los cristales de albita.

Como accesorios aparecen epidota, esfena, apatito, circón, allanita y monacita.

La epidota aparece como agregados de grano fino, masivos y con tendencia fascicular, en los mantos, con bordes corroídos y reemplazada por oligoclasa. También se observan microgranos alotriomorfos incluidos en la albita.

La esfena se presenta como agregados microcristalinos con restos de granos mayores distribuida en los mantos granoblásticos. Frecuentemente está incluida en el anfíbol.

El apatito, microcristalino, se distribuye tanto en los mantos como en los cristales de albita. Se observan cristales fragmentados y enteros.

El circón aparece como individuos microcristalinos con claras texturas de recrecimiento y generalmente rotos.

La allanita suele aparecer inmersa en agregados de epidota y preserva irregularmente núcleos monacíticos.

Con carácter tardío se observa procesos incipientes de cloritización y cuarcificación. La cloritización, penetrante, se refleja en la formación de agregados pseudomorfos de clorita, con tendencia a la expansión sobre el entorno feldespático. A este proceso se asocia la transformación del anfíbol hastingsítico inicial a tipos ferrohornbléndicos y la formación de anatasa a partir de la esfena. El cuarzo, muy escaso, tiende a aparecer en los mantos granoblásticos como individuos aislados alotriomorfos.

**MUESTRA J126b**

Es una epiesienita biotítica con textura blastocataclásica bien desarrollada, sobre una textura de reemplazamiento-recrecimiento previa inequigranular alotriomorfa. Con carácter tardío se desarrolla un procesos incipientes de cuarcificación, moscovitización y ferruginización.

La asociación mineral principal inicial está constituida por un agregado de grano medio-fino de microclina (de origen ígneo), albita y nódulos biotíticos. Estos últimos están fuertemente afectados por los procesos ligados a la segunda etapa de génesis mineral. Los mantos están bien desarrollados, a favor tanto de primitivos límites de grano como a favor de los límites generados por cataclasis; sin embargo, todavía son visibles los contactos interfeldespáticos, siempre suturados.

La microclina, algo turbia, es escasamente pertítica, tanto en lo referente a pertitas de exolución (en varillas) como en cuanto a pertitas de reemplazamiento (en parche). También son escasos los ribetes albiticos intergranulares. Frecuentemente está muy deformada, presentando extinción ondulante. Ocasionalmente aparece reconstruida, dando lugar a sectores límpidos, con texturas en tablero. Los contactos con la albita de primera generación son lobulados y los límites con los mantos granoblásticos están constituidos por agregados oligoclásicos de grano muy fino mirmequíticos con texturas en peine.

La albita (An 7) aparece como núcleos turbios, con extinción ondulante y flexiones de planos de macla. La transición con los mantos granoblásticos suele ser neta, aunque es posible observar pequeños cristales de oligoclasa aislados en la cercanía de los frentes de reemplazamiento. Presentan evidencias de microclinización tardía en forma de antipertitas en parche relativamente abundantes.

Los mantos granoblásticos están constituidos por un agregado de grano fino a muy fino de oligoclasa (An 12-14), biotita y clastos de grano fino de albita y microclina. La biotita tiende a formar nódulos máficos, constituidos por un agregado policristalino de biotita de grano muy fino, al que se asocian el conjunto de accesorios posteriormente definidos, y oligoclasa, progresivamente más ricos en esta hacia el exterior. También es posible observar nódulos de biotita de grano muy fino (recristalizada) blindados por la albita de primera generación.

Como accesorios se encuentra ilmenita, circón y apatito.

La ilmenita forma cristales alotriomorfos asociados a los nódulos biotíticos. El apatito aparece como microcristales o cristales de grano muy fino incluidos en la albita de primera generación o en los mantos granoblásticos. El circón, recrecido, se distribuye en los mantos granoblásticos, y aparecen esporádicamente fragmentados.

Tardamente se desarrolla un proceso de cuarcificación penetrante, con desarrollo de agregados globulosos policristalinos que engloban parcialmente fragmentos de feldespatos, biotita o agregados granoblásticos plagioclásicos. Así mismo se observa una incipiente moscovitización tardía y procesos

de ferruginización ligados a etapas tardías de débil fracturación.

### **MUESTRA J135**

Es una episienita biotítica con una textura blastocataclásica muy incipiente desarrollada sobre una textura de recrecimiento-reemplazamiento ligada a la primera etapa de génesis mineral hidrotermal. Esta última consiste en un agregado inequigranular alotriomorfo constituido por feldespatos, preferentemente albita, con nódulos máficos intersertales-intersticiales constituidos por albita, epidota y biotita. La débil deformación asociada a la segunda etapa se refleja en el escaso desarrollo de las texturas manto-núcleo, con los mantos desconectados entre sí, y en los muy escasos mantos desarrollados a favor de fracturas en feldespatos.

La plagioclasa de primera generación es una albita (An 4-7) de grano medio-fino, poco turbia y con contactos netos intercristalinos. La presencia de extinción ondulante es frecuente, no así la flexión de planos de macla. Incluye pequeños cristales de epidota y apatito, y en los bordes de recrecimiento situados en los límites con los nódulos máficos intergranulares suele incluir parcialmente los cristales de epidota.

La microclina, con hábitos subordinados a la albita, es homogénea, algo turbia, y presenta una extinción ondulante discontinua (aspecto parcheado).

Los agregados intergranulares de primera generación, originalmente formados por epidota cribosa subidiomorfa de grano fino, biotita y albita también de grano fino, están afectados preferentemente por la segunda etapa. Esta se resuelve con la fracturación, y desestabilización en presencia de andesina (An 32), de la epidota, recristalización de la biotita con reducción de tamaño de grano y clastos (núcleos) de albita transformándose a andesina.

El desarrollo de los mantos andesínicos se realiza preferentemente a partir de los límites entre los nódulos intersertales máficos y el contorno albitico, con relativamente escaso desarrollo en los límites interalbiticos. Afectan tanto a los nódulos como a la albita, dando lugar a una simplectita de andesina (como componente único o predominante) y biotita de grano muy fino, progresivamente más abundante hacia el interior de los nódulos. La transformación de la microclina sin embargo es diferente, al no aparecer texturas de manto-núcleo, sino un reemplazamiento generalizado de estos cristales por un agregado de grano muy fino, inequigranular y alotriomorfo, de andesina y esporádicamente cuarzo.

Como accesorios aparece la esfena, en agregados con tamaños de grano muy fino con frecuentes,

núcleos ilmeníticos, que recrystalizan a agregados microcristalinos o cristales de mayor tamaño anubarrados.

La allanita aparece como fenoclastos de grano medio o clastos epitaxiales sobre biotita, subidiomorfos, está deformada y presenta los bordes corroidos en presencia de andesina.

Los circones, recrecidos, aparecen rotos. El apatito aparece como microcristales de subidiomorfos a alotriomorfos, cribosos y frecuentemente fragmentados.

En la roca se verifica un incipiente proceso de cloritización penetrativa, con reemplazamiento pseudomórfico de la biotita. A la cloritización se asocia la formación de anatasa a partir de la esfena.

Con carácter tardío se observa una incipiente sericitización de la plagioclasa cálcica y la presencia de cuarzo en los nódulos intergranulares, que reemplaza feldespatos y biotita y preserva la epidota.

### **MUESTRA J37h2**

Es una microlinita desarrollada sobre una episienita anfibólica. La microclinización consiste básicamente en un reemplazamiento penetrante de la fracción plagioclásica previa por microclina, especialmente de la plagioclasa grosera de primera generación. La muestra, en origen, presenta una textura blastocataclásica muy bien desarrollada, reflejada en la presencia de abundantes texturas manto-núcleo, con los mantos interconectados entre sí.

Los núcleos feldespáticos de primera generación están constituidos por albita y microclina, cuyos límites intergranulares están normalmente ocupados por mantos plagioclásicos, parcialmente reemplazados por microclina al igual que la albita de los núcleos. Los límites interalbiticos, cuando se preservan, son suturados.

La albita (An 2), con macla polisintética y debilmente turbia, muestra una fuerte deformación intracristalina, reflejada en la presencia de extinción ondulante, flexión de planos de macla y corredores de deformación donde se observan microgranos individualizados de albita de segunda generación y abundantes subgranos. Se encuentra en un avanzado estadio de microclinización, con la presencia de microcristales individualizados de microclina desarrollados a partir de los microgranos individualizados de albita de segunda generación y antipertitas en parche, que se fusionan para dar frentes unitarios de reemplazamiento.

La microclina situada en los núcleos está formada por cristales con macla simple (Carsbald), con los planos de macla puntualmente flexionados y presenta extinción ondulante. Esta microclina preserva



restos parcialmente microclinizados de micropertitas de exolución (en varilla) y pertitas y micropertitas de reemplazamiento (en parche y vénula) y de ribetes albíticos intergranulares.

Los mantos granoblásticos son albíticos (An 6). Cuando se desarrollan a favor de antiguos límites de grano presentan biotita fundamentalmente, aunque también anfíbol y accesorios. Cuando afectan a límites generados por cataclasis son albíticos. Puntualmente, cuando afectan a antiguos nódulos máficos, se presentan como un agregado simplectítico de grano muy fino de albita y biotita, junto al resto de accesorios. Los mantos, aunque muestran evidencias de un proceso de microclinización, mediante reemplazamiento-coalescencia de granos, están relativamente bien conservados. Asociado al proceso de microclinización se produce el reemplazamiento del anfíbol original por biotita.

Como accesorios, aparte de anfíbol, aparecen esfena, apatito, magnetita, circón, allanita y monacita.

La esfena se presenta asociada a los mantos granoblásticos en forma de agregados microgranulares. El apatito es relativamente escaso, de grano muy fino a microcristalino y hábitos subidiomorfos, y aparece tanto en los mantos como en forma de inclusiones en la albita de primera generación. El circón aparece siempre con coronas de recrecimiento. La allanita aparece como cristales alotriomorfos de grano muy fino y núcleos monacíticos en los mantos.

#### **MUESTRA J130a**

Se trata de una episienita clorítica desarrollada sobre una episienita anfibólica previa.

Conserva la textura blastocataclástica previa, relativamente poco desarrollada, aunque con evidencias de reconstrucción mineral asociada a la etapa tardía de cloritización.

La asociación mineral de primera generación hidrotermal está formada por un entramado feldespático inequigranular, alotriomorfo, de grano medio-fino, y nódulos máficos intersertales-intersticiales, originalmente formados por epidota, biotita, albita y anfíbol fundamentalmente.

La albita de primera generación (An 1-4), con macla polisintética y homogéneamente turbia, excepto raros bordes de recrecimiento límpidos, es el componente principal de la muestra. Presenta inclusiones de apatito y epidota, y sólo ocasionalmente, pequeñas antipertitas en parche. Texturalmente, constituyen núcleos de texturas manto-núcleo, sin embargo, carecen de evidencias de deformación interna (extinción ondulante y flexión de planos de macla). Por otra parte, frecuentemente se observan agregados policristalinos de grano fino pseudomorfizando antiguos cristales de albita de grano medio. Estas

características parecen indicar un proceso de reconstrucción mineral tardío.

La microclina, relativamente muy escasa, presenta hábitos subordinados a la albita. Suele presentar microtexturas de exolución (micropertitas en varilla) y abundantes pertitas de reemplazamiento (en parche).

Los mantos granoblásticos de grano muy fino se disponen en posiciones intergranulares originales, normalmente asociados a nódulos máficos intersertales, existiendo escasa continuidad entre ellos.

Los nódulos están constituidos por un agregado de grano fino, a muy fino en el caso de la plagioclasa de segunda generación, de anfíbol (hornblenda ferroedenítica a ferrohorblenda), clorita, epidota, albita (tanto de primera generación como de segunda (An 1)) y microclina reemplazando la plagioclasa, como constituyentes principales. El máfico predominante es variable, observándose agregados ora anfibólicos, ora cloríticos, ora epidóticos, con proporciones variables de feldespatos.

La epidota presenta claras texturas de corrosión. Se observan dos tipos texturales extremos: cristales tabulares subidiomorfos corroidos e invadidos por albita, clorita y anfíbol, a microcristales alotriomorfos residuales flotando en cristales de anfíbol o en una matriz feldespática, fundamentalmente albítica aunque con microsectores microclinizados.

El anfíbol oscila desde microcristales de tendencia intersertal a la epidota a poiquiloblastos subidiomorfos de grano muy fino que engloban fragmentos de epidota. Puntualmente se observa la transformación, sin conservación del hábito, a agregados fibrosoradiados de ferroactinolita.

La clorita también presenta dos tipos texturales: Agregados que pseudomorfizan antiguos cristales de biotita y agregados microcristalinos con formas globulosas y tendencia a la expansión sobre las áreas feldespáticas adyacentes, y en los que se conserva la epidota.

Las evidencias de reconstrucción en los mantos granoblásticos son evidentes:

- a) albita intergranular en continuidad óptica con la albita de los primitivos núcleos.
- b) albita que muestra una turbidez irregular, donde se reconoce clorita y epidota residuales, englobando microsectores no turbios, con contactos no definidos, y que reflejan la reconstrucción parcial de un antiguo manto granoblástico.
- c) poiquiloblastos de albita que incluyen cristales de epidota corroida.

Los accesorios presentes en los nódulos máficos y mantos granoblásticos son esfena, apatito, circón, anatasa y fluorita.

La esfena aparece como cristales de grano muy fino aislados o en agregados, de alotriomorfos a subidiomorfos, y puntualmente como agregados microcristalinos. Ocasionalmente, se observa la

aparición de anatasa a partir de la esfena. El apatito aparece como cristales cribosos fracturados y como cristales limpios sin deformar. La fluorita aparece asociada a los pseudomorfos cloríticos.

Con carácter tardío, se observa una incipiente cuarcificación de los agregados máficos intergranulares, con preservación de la epidota y sericitización puntual de los feldespatos.

### **MUESTRA J133a**

Episienita anfibólica cloritizada, donde se preserva la incipiente textura blastocataclásica previa. Esta última está constituido por un agregado feldespático de grano medio-fino, alotriomorfo, inequigranular, generalmente con contactos intergranulares rectos, y agregados intersetales-intersticiales melanocratos, a partir de los cuales se desarrollan incipientes texturas manto-núcleo.

La fracción feldespática grosera se presenta fuertemente alterada, con una intensa saussuritización y sericitización, llegando a observarse individuos totalmente alterados. En las zonas preservadas es posible observar texturas de reconstrucción de los núcleos albiticos deformados y el desarrollo de antiperititas en parche en la albita. La microclina se presenta como cristales con hábitos subordinados a la albita y están fuertemente deformados (poligonizados), lo que implica una alteración tardía más intensa que la de la albita.

Los nódulos máficos están constituidos por albita (debilmente turbia o límpida), anfíbol (ferroedenita), epidota y clorita. La albita (An 7), de grano muy fino, parecen proceder de antiguos mantos parcialmente recrystalizados, por coalescencia entre los componentes del antiguo manto o entre estos y la albita de la fracción grosera. En este sentido, se observan microzonas con extinción discontinua, que podrían indicar un proceso de coalescencia entre microcristales de plagioclase, y microzonas donde se observa la plagioclase de primera generación en continuidad óptica con la albita intergranular. Esta albita está parcialmente microclinizada.

El anfíbol se presenta como poiquiloblastos subidiomorfos de grano muy fino, con tendencia a la transformación a agregados fibrosoradiados de ferroactinolita. Estos agregados ferroactinolíticos también se desarrollan sobre la albita grosera alterada.

La clorita pseudomorfiza antiguas biotitas o aparece como microagregados con tendencia a expandirse a favor de las áreas feldespáticas adyacentes, preservando la epidota.

La epidota se presenta en los nódulos máficos como cristales alotriomorfos de grano muy finos y cristales tabulares subidiomorfos rotos de grano fino. Generalmente corroída, puede encontrarse como

cristales residuales flotando en plagioclasa. También se observan microcristales incluidos en la albita proterógena.

Como accesorios se encuentra esfena, apatito, circón, allanita, anatasa e ilmenita.

La esfena aparece tanto como agregados tanto de cristales de grano muy fino de alotriomorfos a subidiomorfos, como en microcristales. Tiende a ser reemplazada por anatasa. Ocasionalmente presentan núcleos ilmeníticos que pueden estar parcialmente retrogradados a leucoxeno.

El apatito se presenta como microcristales subidiomorfos, aparece tanto en la albita de la fracción grosera como en los agregados granoblásticos; en este caso se pueden encontrar fragmentados.

El circón, con coronas de recrecimiento, se distribuye en los agregados granoblásticos, a veces fragmentados.

La allanita aparece como cristales subidiomorfos de grano muy fino y crecimiento epitaxial sobre la albita de primera generación en los nódulos máficos. Presenta coronas epidóticas y está parcialmente retrogradada a agregados arcillosos.

#### **MUESTRA J25b2**

Episienita clorítica, con una textura tipo brecha, desarrollada sobre una textura previa inequigranular, porfiroblástica, alotriomorfa, constituida por un entramado de grano medio-fino de feldespatos, y fenoblastos de microclina, y agregados de grano fino a muy fino poliminerale, y posición intersertal-intersticial.

La microclina aparece como fenoblastos elongados y como cristales alotriomorfos de grano medio-fino con formas subordinadas a la albita. Variablemente turbia, presenta macla simple (Carsbald), inclusiones albiticas, pertitas deutéricas tipo parche y vena y ribetes albiticos intergranulares. La deformación se refleja en la presencia de fracturas y extinción ondulante parcheada. Esta deformación, tardía, también se refleja en las texturas de albitización, con rotura y extinción ondulante.

La albita (An 2-5) de la fracción grosera presenta un tamaño de grano de medio a fino, contactos netos interalbiticos, débil turbidez, macla polisintética y inclusiones de epidota y apatito. Generalmente, la extinción es ondulante y es frecuente la presencia de bandas de deformación-fracturación incipientemente recrystalizadas (límpidas). Como en la mayor parte de los casos analizados, se observa un proceso de microclinización tardío, reflejado en la aparición de antipertitas en parche.

Los agregados poliminerale ocupan posiciones intersertales-intersticiales pero también

intragranulares. Composicionalmente variables, oscilan entre tipos mixtos, con presencia de clorita, albita y epidota, y tipos de tendencia monomineral (cloríticos, albíticos o epidóticos). Puntualmente pueden estar deformados y recrystalizados con tamaños de grano muy fino a microcristalinos.

La albita (An 4-6) de los agregados presenta dos tamaños de grano. Albita de grano fino, incluidos en los agregados melanocratos o contorneándolos, con contactos rectos con la epidota, y albita de grano muy fino, de carácter intersertal a poiquiloblástico, asociada a epidota corroída. Esta albita también se presente incipientemente microclinizada.

La epidota generalmente se presenta como cristales alotriomorfos de grano muy fino a cristales rotos de grano fino de tendencia subidiomorfa.

La clorita tiene tendencia a aparecer en posiciones intersertales. Puede pseudomorfizar antiguos cristales de biotita o formar agregados microcristalinos, con tendencia a la expansión hacia el entorno feldespático, preservando la epidota, apatito y esfena-anatasa.

Los accesorios presentes son esfena, anatasa, apatito, allanita y circón.

La esfena se asocia a la clorita y forma agregados microgranulares parcialmente transformados a anatasa. El apatito se presenta generalmente como cristales de grano muy fino cribosos y a veces rotos. Puntualmente aparecen tipos límpidos incluidos en la clorita. El circón aparece con texturas de recrecimiento. La allanita es escasa y se presenta como cristales de grano muy fino subidiomorfos incluidos en los agregados.

Asociada al último evento de deformación se observa la aparición de carbonatos sobre feldespatos a favor de fracturas y sericitización pervasiva de feldespatos y cloritas.

#### **MUESTRA JM37**

Es una episienita clorítica. Texturalmente se trata de una brecha desarrollada sobre una textura inequigranular alotriomorfa previa, conformada por un entramado feldespático de grano medio-fino y agregados (máficos o feldespáticos) intersertales-intersiticiales y, puntualmente, intragranulares.

La plagioclase de la fracción grosera es una albita (An 3) irregularmente turbia y frecuentemente fuertemente sericitizada, de grano medio-fino y alotriomorfa. Son frecuentes los bordes límpidos de recrecimiento, con inclusiones de epidota idiomorfa. También es frecuente la aparición de antipertitas en parche. La deformación presente se refleja en la presencia de extinción ondulante y fracturación.

La microclina se presenta como cristales alotriomorfos de grano medio-fino aislados en el entorno

albítico o como glomeroclastos. Turbias, con extinción ondulante y no peritéticas. Presentan restos parcialmente microclinizados de ribetes albíticos intergranulares y de inclusiones de albita

Los agregados máficos están formados por albita, microclina, epidota y clorita como minerales principales, con cantidades variables de cada uno. Los agregados feldespáticos, con posiciones intersticiales, están constituidos por un agregado de cristales alotriomorfos de grano fino albíticos, más o menos microclinizados, y podrían interpretarse como antiguos mantos plagioclásicos reconstruidos.

La albita de los nódulos máficos es de grano fino. Se dispone en los bordes de estos o incluidos en ellos. Relativamente límpidos, se caracterizan por el crecimiento epitaxial de la epidota, la cual, frecuentemente, está parcialmente incluida en esta albita. En estos agregados aparece otra albita (An 2), en posición intersticial o como poiquiloblastos, con inclusiones de clorita y epidota corroída. Frecuentemente, se presenta parcialmente microclinizada.

La epidota de los agregados máficos puede llegar a constituir agregados cuasi monominerales. Aparecen tanto individuos de grano fino a muy fino subidiomorfos, rotos, a individuos de grano muy fino alotriomorfos. También son visibles agregados tardíos microcristalinos y opacificados, sitios generalmente en los bordes de los nódulos máficos.

La clorita presenta dos tipos texturales. Aparece pseudomorfizando antiguos cristales de clorita y como agregados microcristalinos de dos tipos composicionales. Estos últimos, si bien se desarrollan sobre antiguos agregados máficos, tienden a avanzar sobre el entramado feldespático circundante y, de la mineralogía inicial de los agregados, sólo se preserva la epidota y esfena, transformada a anatasa, siendo escasa la plagioclasa, relictas, en su interior.

Puntualmente y sólo en los agregados máficos, se observan pseudomorfos caolíníticos de anfíbol subidiomorfo.

Como accesorios se encuentran apatito, esfena, anatasa, allanita, circón y monacita.

El apatito es de grano muy fino, criboso y con hábitos de alotriomorfos a subidiomorfos. La esfena aparece generalmente asociada a clorita como agregados microcristalinos o de grano muy fino, parcialmente retrogradados a anatasa. La monacita puede presentarse como microinclusiones en apatito o con coronas de reacción dobles, de apatito y allanita. El circón aparece con hábitos alotriomorfos, rotos y con coronas de recrecimiento.

Con carácter tardío se observa:

Cuarcificación a favor de fracturación (véculas) y agregados intergranulares (pervasiva) caracterizada por el reemplazamiento de feldespatos, preservación de epidota y recristalización de la clorita para dar tipos vermiculares.

Sericitización de feldespatos.

Ferruginización, con aparición de óxidos de hierro y tintado parcial de feldespatos.

## ***ANEXO 2***

# ***ANALISIS FACTORIAL Q-MODO EXTENDIDO***



## 2.1.- ANALISIS FACTORIAL Q-MODO: FUNDAMENTOS.

El análisis factorial Q-Modo analiza las relaciones entre objetos mientras, a diferencia del R-Modo, que analiza las relaciones entre variables mediante una matriz de coeficientes de correlación (Le Maitre, 1982). El método utilizado es un desarrollo de Miesch (1976a,b) sobre un desarrollo previo de Klován e Imbrie (1971), y utiliza como matriz base la matriz de los coeficientes de similitud proporcional (coseno  $\Theta$ ) de Imbrie y Purdy (1962) cuya expresión es:

$$\cos\theta_{i,p} = \frac{\sum_j x_{i,j}x_{p,j}}{\left(\sum_j x_{i,j}^2 \sum_j x_{p,j}^2\right)^{1/2}} \quad (1)$$

el cual, para datos positivos, oscila entre 0 para una disimilaridad perfecta a 1 para una completa similitud (Klován, 1972).  $x$  es el componente  $j$  de los vectores a comparar ( $p$  e  $i$ )

El objetivo del análisis factorial Q-Modo es el cambio del sistema de referencia dentro del espacio geoquímico de tal forma, que agrupando las distintas variables geoquímicas individualizadas (en este caso óxidos) en nuevas variables, se pueda explicar la mayor cantidad de varianza del sistema con el menor número de estas nuevas variables. Esta reducción en primera instancia permite el desarrollo de una descripción concisa de la variación y clasificación de muestras y, en segundo término, puede facilitar la comprensión de los procesos de formación (Miesch, 1976a).

El procedimiento de cálculo básico es definido por Klován, 1972. Partiendo de una matriz de datos  $X_{N,M}$ , se forma una matriz diagonal  $D$  que contiene las raíces cuadradas de la suma de las filas de  $X$ , esto es

$$d_{i,i} = \sqrt{\sum_j x_{i,j}^2} \quad (2)$$

donde  $N$  es el número de muestras ( $1 < i < N$ ) y  $M$  el número de variables ( $1 < j < M$ ).

La operación matricial

$$W = D^{-1}X \quad (3)$$

normaliza cada fila de X, esto es, hace que cada vector fila en W tenga longitud unidad.

La matriz de similaridad se calcula de la forma:

$$S = WW' \quad (4)$$

La ecuación factorial básica es:

$$W = QF' \quad (5)$$

y

$$W' = FQ' \quad (6)$$

de donde

$$S = QF'FQ' \quad (7)$$

Puesto que la ecuación 7 tiene infinitas soluciones se impone que F sea fila-ortonormal para restringir la solución a un único modelo; entonces si

$$F'F = I \quad (8)$$

la ecuación 7 quedará como

$$S = QQ' \quad (9)$$

al ser S una matriz simétrica, se verifica que

$$SU = U\Lambda \quad (10)$$

postmultiplicando por U'

$$SUU' = U\Lambda U' \quad (11)$$

y, como U es fila-ortonormal

$$S = U\Lambda U' \quad (12)$$

ya que S es una matriz simétrica cuadrada. Entonces

$$S = U\Lambda U' = U\Lambda^{1/2}\Lambda^{1/2}U' \quad (13)$$

de donde

$$Q = U\Lambda^{1/2} \quad (14)$$

y como

$$Q'Q = \Lambda \quad (15)$$

teniendo en cuenta que U es fila-ortonormal, partiendo de 5 y premultiplicando por Q'

$$Q'W = \Lambda F' \quad (16)$$

de donde

$$F = W'Q\Lambda^{-1} \quad (17)$$

La utilización de este tipo de cálculo obliga a trabajar con matrices de tamaño NxN, lo cual, cuando se trabaja con muestras muy grandes, plantea problemas de calculo. Para solventarlos, **Klovan e Imbrie (1971)** utilizan el siguiente esquema de cálculo:

$$W'W = P \quad (18)$$

que es la matriz de productos cruzados MxM. Tambien se define

$$\bar{U}' P \bar{U} = \bar{\Lambda} \quad (19)$$

o sea,

$$P = \bar{U} \bar{\Lambda} \bar{U}' \quad (20)$$

como los elementos no nulos de la matriz diagonal de los eigenvalores de P son los elementos no nulos de la matriz de eigenvalores de S, entonces

$$\Lambda = \bar{\Lambda} \quad (21)$$

como U es ortonormal, a partir de 4 se puede establecer

$$S = W \bar{U} \bar{U}' W' = W \bar{U} (W \bar{U})' \quad (22)$$

ya que de 21

$$\Lambda = \bar{U}' P \bar{U} = \bar{U}' W' W \bar{U} = (W \bar{U})' W \bar{U} \quad (23)$$

comparando 9 con 22

$$Q Q' = S = W \bar{U} (W \bar{U})' \quad (24)$$

y comparando 15 con 23

$$Q' Q = \Lambda = (W \bar{U})' W \bar{U} \quad (25)$$

de donde la matriz de cargas será

$$Q = W \bar{U} \quad (26)$$

y la matriz de marcadores de los factores principales será

$$F = W'Q\Lambda^{-1} = W'WU\Lambda^{-1} = P\Lambda^{-1} = U\Lambda U'\Lambda^{-1} = U \quad (27)$$

### **2.1.a.- Nomenclatura.**

$X$  .- Matriz NxM de datos originales.

$D$  .- Matriz diagonal NxN con los valores de  $d_{i,i}$ .

$W$  .- Matriz  $D^{-1}X$ , de datos normalizados.

$S$  .- Matriz de similaridad.

$P$  .- Matriz de productos cruzados entre las variables con tamaño MxM.

$\Lambda$  .- Matriz diagonal con los valores propios de  $S$ .

$\hat{\Lambda}$  .- Matriz diagonal con los valores propios de  $P$ .

$U$  .- Matriz de vectores propios de  $S$ .

$\hat{U}$  .- Matriz de vectores propios de  $P$ .

$Q$  .- Matriz de cargas de los factores principales.

$F$  .- Matriz de los marcadores de los factores principales.

### **2.2.- ANALISIS FACTORIAL Q-MODO EXTENDIDO.**

Desarrollado por Miesch (op.cit.), los programas de cálculo se desarrollan en Klován y Miesch (1976). El desarrollo pormenorizado del método se realiza en el trabajo de Miesch (1976a).

Los elementos empleados, utilizando una traducción literal de la terminología, son:

$x_{ij}$ .- Datos originales que forman una matriz de tamaño  $N \times M$ , donde  $N$  es el número de muestras y  $M$  el número de elementos.

$\hat{x}_{ij}$ .- Datos originales estimados a partir del modelo factorial. También, da los marcadores composicionales para el vector  $i$  que representa la muestra  $i$ .

$x'_{ij}$ .- Datos transformados. En el caso tratado, normalización a 100,  $x'_{ij} = (x_{ij} - x_{minj}) / (x_{maxj} - x_{minj})$ , donde  $x_{minj}$  es 0. y  $x_{maxj}$  es 100.

$x''_{ij}$ .- Datos fila-normalizados, donde  $x''_{ij} = x'_{ij} / t_i$ , siendo  $t_i$  (factor de normalización) igual a:

$$t_i = \left( \sum_j x'^2_{ij} \right)^{1/2} \quad (40)$$

$\hat{x}''_{ij}$ .- Datos transformados calculados a partir del modelo factorial. Cuando el número de factores del modelo es el número de variables iniciales se considera que  $x''_{ij}$  es igual a  $\hat{x}''_{ij}$ , salvo errores de redondeo. También marca el marcador no escalado del vector  $i$  que representa la muestra  $i$ .

$S_k$ .- Factor de escala del vector de referencia  $k$ .

$a''_{i,k}$ .- Cargas factoriales (no escalados) iniciales para la muestra  $i$  sobre el vector de referencia  $k$ . Estos valores forman la matriz  $Q$  de **Klovan e Imbrie (op.cit.)**.

$a'_{i,k}$ .- Cargas factoriales escaladas.

$a_{i,k}$ .- Cargas composicionales.

$f'_{k,j}$ .- Marcador factorial no escalado para el vector de referencia  $k$  y la variable  $j$ . Se cumple que  $1 < k < m$ , donde  $m < M$ . Forman las transpuestas de la matriz  $F$  de **Klovan e Imbrie (1971)**.

$f'_{k,j}$ .- Marcador factorial escalado.

$f_{k,j}$ .- Marcador composicional

$r^2_j$ .- Coeficiente de determinación. Estima la proporción de la varianza de cada variable estimada por el modelo factorial. Si  $m$  (número de factores) es igual  $M$  (número de variables originales), se considera que es igual a 0, salvo desviaciones por redondeo.

$h^2_i$ .- Comunalidad. Indica el grado en el que el modelo reproduce los datos originales normalizados. La media de las comunalidades es igual al CPN (Proporciones cumulativas de  $N$ ).

CPN.- Proporciones cumulativas de N. Determinan las proporciones de las sumas totales de cuadrados en las matrices de datos normalizados que son explicadas por los componentes principales.

### 2.2.a.- Desarrollo.

El modelo factorial Q-Modo de Klován e Imbrie (1971), que se puede expresar como:

$$\hat{x}_{ij}'' = \sum_k a_{i,k}'' f_{k,j}'' \quad (29)$$

presenta dos claras desventajas (Miesch, op.cit.):

1) *El modelo presenta cargas que no suman la unidad a lo largo de k y por tanto no pueden, propiamente, interpretarse como proporciones. Sin embargo, pueden escalarse (Imbrie, 1963) de tal forma que sumen la unidad a lo largo de k y permite el cálculo de las composiciones reales sólo si los datos originales presentan sumas constantes y  $m = M$ , ya que cuando  $m \leq M$ , estas composiciones son diferentes cuando se cambia el sistema de referencia.*

2) *Los marcadores de los factores no están dimensionados y no pueden ser fácilmente interpretados en términos de composición.*

resueltas por este modelo; éste, mediante un método de escala alternativo consigue, que para distintos sistemas de referencia, las composiciones calculadas sean las mismas. El modelo se puede expresar como:

$$\hat{x}_{ij} = \sum_k a_{i,k} f_{k,j} \quad (30)$$

donde

los cuales se derivan de las cargas y marcadores iniciales a partir de las relaciones siendo

donde  $K = 100$  para el caso tratado y  $x_{\min j}$  es 0.0 y  $x_{\max j}$  es 100.

$$a_{i,k} = \frac{a'_{i,k}}{\sum_k a'_{i,k}} \quad y \quad f_{k,j} = f'_{k,j}(x_{\max j} - x_{\min j}) + x_{\min j} \quad (31), (32)$$

$$a'_{i,k} = \frac{a''_{i,k}}{S_k} \quad y \quad f'_{k,j} = s_k f''_{k,j} \quad (33), (34)$$

$$S_k = \frac{K - \sum_j^M x_{\min j}}{\sum_j^M [f''_{k,j}(x_{\max j} - x_{\min j})]} \quad (35)$$

Se cumplirá  $\hat{x}_{i,j} = x_{i,j}$  cuando  $m = M$  (el número de factores empleados es el número de variables geoquímicas simples) o, si  $m < M$ , cuando los  $CPN_k$  ( $m < k \leq M$ ) son iguales a 0.

Si el objetivo inicial es reducir el número de factores que expliquen la población, con el objeto de facilitar su manejo, la anterior igualdad no se verificará y la bondad del sistema se estimará a partir de las comunales de las muestras ( $h^2_i$ , que controlan el grado de explicación de la muestra) y por el coeficiente de determinación ( $r^2_j$ , el cual controla el grado de explicación para cada variable). La comunalidad de una muestra es igual a

$$h^2_i = \sum_k a_{i,k}^2 \quad (36)$$

y será igual a 1 (salvo por errores de redondeo) cuando  $m = M$  (el número de factores empleados es el número de variables geoquímicas simples) o, si  $m < M$ , cuando los  $CPN_k$  (siendo  $m < k \leq M$ ) son iguales a 0.

El coeficiente de determinación ( $r^2_j$ ) es igual a



$$r_j^2 \approx \frac{s(x)_j^2 - (d_j^{**})^2}{s(x)_j^2} \quad (37)$$

donde  $s(x)_j^2$  es la varianza de la columna j de la matriz de datos original y  $(d_j^{**})^2$  es la varianza de los residuales del modelo factorial,  $d_{ij} = \hat{x}_{ij} - x_{ij}$ .

El cálculo de nuevos vectores en el espacio geoquímico se calculará a través de  $\hat{x}_{ij}''$  (determinado con 29) y asignándolo a un marcador factorial  $f_{kj}''$  con el cual se pueden determinar, calculando previamente el factor de escala con 35, los marcadores composicionales.

Así mismo, el vector  $\bar{t}$ , determinado por los puntos en el espacio P1 y P2, tendrá cargas

$$a_{t,k}'' = a_{P1,k}'' - a_{P2,k}'' \quad (38)$$

y el vector unidad ( $\bar{t}^0$ )

$$a_{t^0,k}'' = a_{t,k}'' \frac{1}{\left(\sum_k a_{t,k}''^2\right)^{1/2}} \quad (39)$$

a partir de las cuales se puede calcular el resto de los marcadores con 34 y 32.

### 2.2.b.- Cálculo.

El cálculo se ha realizado a través de la base de datos RKNFSYS, desarrollada por Chayes y Brändle (1974) y Brändle (1974), modificada para introducir los programas CABFAC extendido y Q-Modo de Klován y Miesch (1976) por el Dr. Brändle (com. pers.).

### ***ANEXO 3***

## ***ISOTOPOS ESTABLES: SISTEMAS ABIERTOS***

### 3.1.- SISTEMAS DE ECUACIONES DIFERENCIALES LINEALES.

Dado el sistema de ecuaciones diferenciales lineales no homogéneo con coeficientes constantes definido en el intervalo temporal J

$$Y' = A \cdot Y + G \quad (1)$$

donde A es una matriz cuadrada nxn constante y G es una matriz columnar nx1 tambien constante, se define una nueva variable Y (Boyce y DiPrima, 1985) tal que:

$$Y = T \cdot X \quad (2)$$

donde T es la matriz de vectores propios de A; por lo tanto

$$Y' = T \cdot X' = A \cdot T \cdot X + G \quad (3)$$

Premultiplicando por  $T^{-1}$ , se tiene:

$$X' = D \cdot X + H \quad (4)$$

donde D es la matriz diagonal con los valores propios,  $\lambda_i$ , de A y H es igual a  $T^{-1}G$ . La solución de este nuevo sistema será igual a (Apostol, 1989):

$$X(t_1) = e^{t_1 D} \cdot X(t_0) + e^{t_1 D} \cdot \left[ \int_{t_0}^{t_1} e^{-t D} dt \right] \cdot H \quad (5)$$

$X(t_0)$  es igual a  $T^{-1}Y(t_0)$ ,  $Y(t_1)$  igual a  $TX(t_1)$ ,  $t_1 D$  es una matriz diagonal con términos  $t_1 \lambda_i$  y su exponencial es igual a otra matriz diagonal cuyos términos son los exponenciales de los anteriores. La integral de la ecuación 5 es una matriz diagonal C con términos

$$c_{i,j} = \left[ \frac{e^{-t_i \lambda_{i,j}} - 1}{-\lambda_{i,j}} \right] \quad (6)$$

si  $t_0$  es 0.

Los valores propios de **A** se han calculado siguiendo el método propuesto por **Agterberg (1974)** y comprobados mediante el polinomio característico; **T** y **T<sup>-1</sup>** se han desarrollado para matrices 4x4 (sistemas de tres minerales más fluido).

### 3.2.- MODELIZACION DE SISTEMAS ISOTOPICOS ABIERTOS.

#### 3.2.a.- Parámetros utilizados.

Para cada modelo se han calculado 100 trayectorias (camino seguidos por los distintos pares minerales, **Gregory et al (1989)**) para los siguientes valores de **u** y **x<sub>w</sub>**:

**u**.- 0.,  $1 \times 10^{-10}$ ,  $2.5 \times 10^{-10}$ ,  $5 \times 10^{-10}$ ,  $7.5 \times 10^{-10}$ ,  $1 \times 10^{-9}$ ,  $3.5 \times 10^{-9}$ ,  $6.5 \times 10^{-9}$ ,  $1 \times 10^{-8}$  y  $5 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$ .

**x<sub>w</sub>**.-  $1 \times 10^{-4}$ ,  $1 \times 10^{-3}$ ,  $1 \times 10^{-2}$ ,  $1.5 \times 10^{-2}$ ,  $3 \times 10^{-2}$ ,  $4 \times 10^{-2}$ ,  $6 \times 10^{-2}$ ,  $1 \times 10^{-1}$ ,  $1.5 \times 10^{-1}$  y  $2 \times 10^{-1}$ .

El valor 0 de **u** implica sistema "cerrado" mientras que los máximos valores implican, prácticamente, sistemas dominados por el fluido ya que son aproximadamente iguales o muy superiores a los **k<sub>i</sub>** utilizados en el cálculo (**Gregory y Criss, 1986**).

Cada trayectoria se ha generado a partir de 11 tiempos de reacción correspondientes a los valores **F**, del mineral con menor **k**, de 0., 0.01, 0.05, 0.1, 0.2, 0.3, 0.5, 0.7, 0.9 y 0.99, suponiendo un sistema abierto dominado por el fluido (**Gregory y Criss, op.cit.**). **F** es la fracción de intercambio isotópico ( $F \equiv (\delta^0 - \delta)/(\delta^0 - \delta^{\text{eq}})$ ), donde  $\delta$  indica la relación isotópica

para un momento dado,  $\delta^0$  la inicial y  $\delta^{eq}$  la relación en equilibrio.

Los valores  $k_i$  se han obtenido a partir de los valores  $r_i$  (constante de velocidad total) dados por **Cole y Ohmoto (1986)** y **Cole et al. (1992)** para reacciones de superficie. Dado que el sistema planteado está normalizado a la unidad,  $k_i$  en  $s^{-1}$ , es necesario corregir los valores  $r_i$ , dados en moles  $O/m^2/s$ , mediante el cálculo para cada mineral del parámetro  $\gamma$ , área de superficie de reacción por mol de mineral, el cual es igual a:

$$\gamma = \frac{A}{S} \quad (7)$$

donde  $A$  es el área de la superficie de reacción total y  $S$  es el número de moles de  $O$  en el volumen con área de superficie de reacción  $A$ . El área de la superficie de reacción dependerá tanto del tamaño de grano como del modelo geométrico de reacción elegido.  $S$  se calcula a partir del volumen de cada partícula y del volumen molar para el mineral en cuestión. Se han empleado los volúmenes molares de **Holland y Powell, 1990**. Tanto  $k_i$  como  $r_i$  representan velocidades de reacción globales, en el sentido de **Lasaga (1981)**. En los trabajos de **Gregory y Criss (1986)** y **Criss et al. (1987)** existe cierto confusiónismo acerca del significado real de  $k_i$ , tendiendo a asociarlo a velocidades de intercambio verdaderas (en el sentido de **Cole y Ohmoto (1986)**), esto es, a reacciones elementales (en el sentido de **Lasaga (1981)**) y, por tanto, no aplicable estrictamente a sistemas macroscópicos. Sin embargo, en **Gregory et al. (1989)**, lo definen como la velocidad de intercambio, sin establecer consideraciones acerca del mecanismo de este ("overall reaction" en el sentido de **Lasaga (op. cit.)**). Por otra parte, especialmente en el trabajo de **Cole et al. (1992)**, se demuestra que los efectos "macroscópicos" del intercambio isotópico asociado a reacciones de superficie pueden explicarse aceptablemente con las derivaciones de la ecuación de **Northrop y Clayton (1966)**.

### **3.2.b.- Sistemas modelizados.**

**1) Muestra J37a.-** Se ha modelizado para procesos de retrogradación (anfibolitización)

a 541°C, temperatura aportada por la muestra J37j. Los valores iniciales  $x_i$  se han estimado, al igual que para los otros dos sistemas, mediante una norma molecular a partir del análisis de roca total. Para la composición isotópica inicial se ha considerado un equilibrio isotópico a 642°C, temperatura del par magnetita-piroxeno. Los distintos parámetros utilizados para cada mineral son:

**Feldespatos.-**  $k$  igual a  $9.08858 \times 10^{-9} \text{ s}^{-1}$  calculada a partir de la constante dada por Cole y Ohmoto (1986) para la recristalización de la albita sobre datos experimentales de O'Neil y Taylor (1967). Es preciso comentar que cada reacción global presenta una velocidad de reacción propia dependiendo de la naturaleza del sistema donde se desarrolle (Lasaga, 1981). Es obvio que ninguna de las constantes utilizadas caracteriza estrictamente las reacciones propias de las muestras consideradas; no obstante, se asume que son similares y son validas para la modelización de la evolución isotópica, "grosso modo", de estos sistemas. Para este mineral se ha considerado un modelo geométrico esférico, con partículas con diámetros dados por la media (0.089 mm) de la luz de malla dada en la tabla 6.2. Este diámetro medio no coincide con el tamaño físico del feldespato de la muestra que por otro lado es muy variable, pero el tamaño efectivo, dado el carácter turbio de los feldespatos de las episienitas, es muy inferior al real. Dentro de la arbitrariedad de la elección, puede ser representativo el elegido, teniendo en cuenta, que en todo caso, se trata de primeras aproximaciones conceptuales a los sistemas episieníticos. El contenido en oxígeno por unidad de volumen se ha calculado a partir de los volúmenes molares de Holland y Powell (op.cit.) y las fracciones molares de los distintos feldespatos existentes en el concentrado obtenido (albita, anortita y microclina, tabla 6.2). El valor  $\delta_{\text{fd}}^{\circ}$  se estima en 6.4‰,  $\alpha_{\text{fd-H}_2\text{O}}$  en 1.0010927 y  $X_{\text{fd}}$  en 0.9415.

**Piroxeno.-** Se utiliza la constante de Cole y Ohmoto (op. cit.) para la recristalización del piroxeno sobre datos de Matthews et al. (1983a). Se asume que la transformación piroxeno-anfíbol, realmente poco desarrollada, tiene escasa influencia en el conjunto. El valor de  $k$  es  $7.51875 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$  para un modelo esférico con diámetro de partícula de 0.089mm y utilizando el volumen molar de la hedembergita para el cálculo.  $\delta_{\text{px}}^{\circ}$  es 0.0‰ (se asume que apenas se ha modificado),  $\alpha_{\text{px-H}_2\text{O}}$  es 0.9984893 y  $X_{\text{px}}$  es igual a 0.0442.

**Magnetita.-** No existe valores de  $k$  publicados para la recristalización de este mineral. Se asume que al no haberse prácticamente modificado, a partir de la observación petrográfica, tiene que ser superior a la del piroxeno por lo que, arbitrariamente, se le asigna un valor de  $1.0 \times 10^{-10} \text{ s}^{-1}$ . A  $\delta_{\text{mt}}^{\circ}$  se le asigna un valor de 4.3‰,  $\alpha_{\text{mt-H}_2\text{O}}$  es igual a 0.9931707 y  $X_{\text{mt}}$  es 0.014238.

Se han desarrollado dos modelos para esta muestra; en el primero se considera un valor  $\delta_{\text{w}}^{\circ}$  dado por el agua en equilibrio con la muestra J37j (5.27‰) y para el segundo un valor de 1.50‰.

**2) Muestra J25.-** Se supone intercambio isotópico, a través de procesos de cloritización, a 273°C, temperatura media dada por las cloritas.

**Feldespato.-**  $k$  igual a  $1.6518 \times 10^{-9} \text{ s}^{-1}$  calculado a partir del valor de  $r$  dado por Cole et al. (1992) para la albitización de la plagioclasa, asumiendo un radio efectivo de 0.089 mm.  $X_{\text{fd}}$  es igual a 0.881,  $\alpha_{\text{fd-H}_2\text{O}}$  es igual a 1.0058474 y para  $\delta_{\text{fd}}^{\circ}$  se asume un valor de 2.51‰, valor para la plagioclasa de la muestra J135.

**Clorita.-**  $k$  igual a  $2.30356 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$  obtenida del valor de  $r$  para la cloritización de la biotita de Cole et al. (op.cit.). Para un modelo geométrico tipo plato se emplea un espesor de plato de 0.060 mm y un radio de base de 0.089 mm (se aproxima el área de la superficie de reacción a la de un círculo del mismo radio). En este sentido, con cloritización total, se considera que el comportamiento de la fracción de oxígeno correspondiente a la biotita inicial está controlado principalmente por la cloritización de ésta. Los otros parámetros son:  $\delta_{\text{cta}}^{\circ}$  igual a -3.47 (valor  $\delta$  de la biotita de J135),  $X_{\text{cta}}$  igual a 0.081 y  $\alpha_{\text{cta-H}_2\text{O}}$  igual a 1.0009898.

**Epidota.-**  $k$  igual a  $1.29594 \times 10^{-9} \text{ s}^{-1}$  calculado a partir del valor  $r$  de Cole y Ohmoto (op.cit.) para la recristalización de la zoisita suponiendo un modelo geométrico tipo cilindro con un radio de 0.089 mm y una altura de cilindro cuatro veces superior al radio.  $\delta_{\text{ep}}^{\circ}$  se hace igual a -1.12 (valor para la epidota de J135),  $X_{\text{ep}}$  igual a 0.038 y  $\alpha_{\text{ep-H}_2\text{O}}$  igual a 1.0008086.  $\delta_{\text{w}}^{\circ}$  se

hace igual a  $-0.74\text{‰}$ , agua en equilibrio con J135 y que se supone el valor  $\delta^{18}\text{O}$  del agua de recarga meteórica para el proceso.

**3) Muestra JM37.-** Se supone un intercambio isotópico asociado a procesos de cloritización a  $290^{\circ}\text{C}$ , temperatura aportada por la población de cloritas de primera generación de esta muestra.

**Feldespato.-**  $k$  igual a  $2.02953 \times 10^{-9} \text{ s}^{-1}$  calculado a partir del valor de  $r$  dado por **Cole et al. (op.cit.)** para la albitización de la plagioclasa, asumiendo un radio efectivo de  $0.089 \text{ mm}$ .  $X_{\text{fd}}$  es igual a  $0.8042$ ,  $\alpha_{\text{fd-H}_2\text{O}}$  es igual a  $1.0052814$  y para  $\delta^{\circ}_{\text{fd}}$  se asume un valor de  $2.51\text{‰}$ , valor para la plagioclasa de la muestra J135.

**Clorita.-**  $k$  igual a  $3.1199 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$  obtenida del valor de  $r$  para la cloritización de la biotita de **Cole et al. (op.cit.)**; se estima un espesor de plato de  $0.060 \text{ mm}$  y un radio de base de  $0.089 \text{ mm}$  (se aproxima la superficie de área de reacción a la de un círculo del mismo radio) para un modelo geométrico tipo plato. Los otros parámetros son:  $\delta^{\circ}_{\text{cta}}$  igual a  $-3.47\text{‰}$  (valor  $\delta$  de la biotita de J135),  $X_{\text{cta}}$  igual a  $0.1108$  y  $\alpha_{\text{cta-H}_2\text{O}}$  igual a  $1.0006222$ .

**Epidota.-**  $k$  igual a  $1.91712 \times 10^{-9} \text{ s}^{-1}$  calculado a partir del valor  $r$  de **Cole y Ohmoto (op.cit.)** para la recristalización de la zoisita suponiendo un modelo geométrico tipo cilindro con un radio de  $0.089 \text{ mm}$  y una altura de cilindro cuatro veces superior al radio.  $\delta^{\circ}_{\text{ep}}$  se hace igual a  $-1.12\text{‰}$  (valor para la epidota de J135),  $X_{\text{ep}}$  igual a  $0.0849$  y  $\alpha_{\text{ep-H}_2\text{O}}$  igual a  $1.0003294$ . El valor  $\delta^{\circ}_{\text{w}}$  elegido para la modelización es igual a  $-0.74\text{‰}$ .



## ***ANEXO 4***

### ***TABLAS MINERALOGIA***

Pos.:	J37a 2	J37a 2	J37a 1	J37a 1	J37a 2	J37a 1	J37a 2	J37a 1	J37a 2	J37a 2	J37a 2	J37a 2	J37a 1	J37a3 2	J37a3 2	J37j 1	J37j 2	J37j 2	J37j 1	J37j 1
SiO2	65.00	64.61	64.88	65.34	66.61	65.03	66.02	66.18	66.16	64.92	66.01	66.81	64.29	64.63	64.45	68.30	65.02	66.72	67.46	67.87
TiO2	0.04	0.06	0	0	0	0.09	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0.03	0	0	0
Al2O3	21.52	21.33	21.99	21.99	20.82	18.43	21.17	20.95	21.16	18.31	21.30	21.49	18.00	23.21	22.68	19.71	18.14	20.12	19.99	19.55
Fe2O3	0.58	1.01	0.26	0.13	0.19	0.08	0.13	0.27	0.20	0.06	0	0	0	0.18	0.15	0.21	0.03	0.17	0.12	0.27
MnO	0	0.07	0	0	0	0.22	0.22	0.02	0.15	0.31	0.42	0.20	0.06	0	0.02	0	0	0	0.04	0.03
MgO	0.18	0	0	0	0	0.02	0	0	0	0.05	0.01	0.01	0.01	0	0	0.01	0	0.05	0.02	0
CaO	1.81	2.17	2.95	2.41	2.06	0	2.37	2.13	2.42	0.36	2.59	2.16	0.23	3.90	3.68	0.64	0	0.96	1.15	0.43
Na2O	10.06	10.16	9.94	10.23	10.55	1.06	10.47	10.42	10.47	0.32	10.26	10.62	0.36	9.44	9.52	11.26	0.22	10.50	10.84	11.26
K2O	0.22	0.25	0.25	0.34	0.22	15.30	0.17	0.19	0.33	17.16	0	0	16.95	0.12	0.12	0.22	16.57	0.62	0.17	0.21
Total	99.41	99.65	100.27	100.45	100.45	100.23	100.56	100.16	100.90	101.49	100.61	101.28	99.90	101.48	100.62	100.34	100.03	99.14	99.80	99.61
Si+4	2.88	2.86	2.85	2.86	2.92	2.99	2.89	2.91	2.88	2.96	2.89	2.90	2.97	2.82	2.83	2.98	3.01	2.96	2.97	2.98
Ti+4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al+3	1.12	1.11	1.14	1.13	1.07	1.00	1.09	1.08	1.09	0.98	1.10	1.10	0.98	1.19	1.17	1.01	0.99	1.05	1.04	1.01
Fe+3	0.02	0.03	0.01	0	0.01	0	0	0.01	0.01	0	0	0	0	0.01	0	0.01	0	0.01	0	0.01
Mn+2	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.02	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg+2	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T	4.04	4.01	4.00	4.00	4.00	4.01	3.99	4.00	3.98	3.96	4.01	4.01	3.96	4.01	4.01	4.00	4.00	4.02	4.01	4.01
Ca+2	0.09	0.10	0.14	0.11	0.10	0	0.11	0.10	0.11	0.02	0.12	0.10	0.01	0.18	0.17	0.03	0	0.05	0.05	0.02
Na+1	0.86	0.87	0.85	0.87	0.90	0.09	0.89	0.89	0.89	0.03	0.87	0.89	0.03	0.80	0.81	0.95	0.02	0.90	0.92	0.96
K+1	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.90	0.01	0.01	0.02	1.00	0	0	1.00	0.01	0.01	0.01	0.98	0.03	0.01	0.01
M	0.96	0.99	1.00	1.00	1.00	0.99	1.01	1.00	1.02	1.04	0.99	0.99	1.04	0.99	0.99	1.00	1.00	0.98	0.99	0.99
Cationes	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Carga	16.03	15.98	15.99	15.97	16.00	16.00	15.97	16.01	15.96	15.87	16.01	16.00	15.89	16.03	16.02	16.02	16.01	16.03	16.04	16.02
Alb	0.90	0.88	0.85	0.87	0.89	0.10	0.88	0.89	0.87	0.03	0.88	0.90	0.03	0.81	0.82	0.96	0.02	0.92	0.94	0.97
Anor	0.09	0.10	0.14	0.11	0.10	0	0.11	0.10	0.11	0.02	0.12	0.10	0.01	0.18	0.17	0.03	0	0.05	0.05	0.02
Ort	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.90	0.01	0.01	0.02	0.96	0	0	0.96	0.01	0.01	0.01	0.98	0.04	0.01	0.01

**Tabla 4.1a-** Composición y fórmula unidad de feldespatos de episienitas piroxénicas. 1.- Feldespatos de primera generación; 2.- Feldespatos de segunda generación.

Pos.:	J37j 2	J37j 1	J37j 1	Espin. 1	Espin. 1	Espin. 2	Espin. 2	Espin. 2	86147 1	86147 1	86147 1	86147 2	86147 2
SiO2	66.68	64.56	68.56	64.18	64.69	67.80	65.03	65.10	68.69	67.41	63.30	67.16	62.33
TiO2	0	0.03	0.03	0	0	0	0.05	0.01	0	0	0	0	0
Al2O3	20.82	17.87	19.11	18.17	20.73	19.29	20.77	20.77	20.04	19.80	18.67	19.98	18.71
Fe2O3	0.33	0.04	0.07	0	0.13	0.86	0.09	0.12	0.12	0	0.03	0.17	0.18
MnO	0.02	0	0.02	0.04	0.02	0.05	0.05	0	0.08	0.04	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0	0.03	0.02	0.05	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02
CaO	1.66	0.03	0.27	0	2.33	0.27	2.21	2.39	0.49	0.26	0	0.39	0.12
Na2O	10.83	0.64	11.62	0.91	9.95	11.77	9.76	9.95	11.47	11.55	0.25	11.31	0.83
K2O	0.12	16.14	0.09	16.00	0.22	0.43	0.20	0.19	0.11	0.12	17.16	0.12	16.87
Total	100.46	99.30	99.78	99.30	98.07	100.50	98.18	98.58	101.02	99.19	99.44	99.14	99.06
Si+4	2.91	3.00	3.00	2.98	2.91	2.95	2.92	2.91	2.98	2.97	2.94	2.96	2.89
Ti+4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al+3	1.07	0.98	0.99	0.99	1.10	0.99	1.10	1.09	1.02	1.03	1.02	1.04	1.02
Fe+3	0.01	0	0	0	0	0.03	0	0	0	0	0	0.01	0.01
Mn+2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg+2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T	4.00	3.98	3.99	3.97	4.01	3.97	4.03	4.01	4.01	4.00	3.96	4.01	3.92
Ca+2	0.08	0	0.01	0	0.11	0.01	0.11	0.11	0.02	0.01	0	0.02	0.01
Na+1	0.92	0.06	0.99	0.08	0.87	0.99	0.85	0.86	0.96	0.99	0.02	0.97	0.08
K+1	0.01	0.96	0	0.95	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	1.02	0.01	1.00
M	1.00	1.02	1.01	1.03	0.99	1.03	0.97	0.99	0.99	1.00	1.04	0.99	1.08
Cationes	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Carga	15.99	15.97	16.01	15.92	16.03	15.90	16.09	16.05	16.01	15.97	15.86	16.00	15.74
Alb	0.92	0.06	0.98	0.08	0.87	0.96	0.88	0.87	0.97	0.98	0.02	0.97	0.07
Anor	0.08	0	0.01	0	0.11	0.01	0.11	0.12	0.02	0.01	0	0.02	0.01
Ort	0.01	0.94	0	0.92	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.98	0.01	0.92

**Tabla 4.1b-** Composición y fórmula unidad de feldespatos de episienitas piroxénicas.

Pos.:	J99c 2	J99c 2	J99c 1	J99c 1	J99c 1	J99c 1	J99c 2	J34f2 2	J34f2 2	J34f2 1	J34f2 1	J34f2 2	J34f2 2	J34f2 1	J34f2 2	J34f2 2	J34f2 1	J34f2 1	J34f2 2	J34f2 2	J34f2 1	J34f2 2
SiO2	67.10	67.33	67.49	66.79	63.90	64.43	66.50	63.55	64.52	69.50	65.87	64.14	64.87	68.05	61.71	65.31	65.68	65.57	62.22	63.10	65.50	66.07
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0.03	0	0	0	0.01	0	0.02	0	0.07	0	0.02	0	0.01	0
Al2O3	20.59	20.51	20.16	20.42	18.22	18.25	20.95	22.64	22.11	15.78	17.53	22.68	21.68	20.34	23.40	21.83	21.13	21.10	23.73	23.00	21.54	22.14
Fe2O3	0.16	0.37	0.22	0	0	0	0.06	0.08	0	0	0	0	0.15	0.01	0.45	0.21	0.08	0.15	0.22	0.16	0.07	0.05
MnO	0.24	0.31	0.34	0.13	0.15	0.14	0.14	0	0	0	0	0	0.04	0.03	0	0	0.07	0	0	0.02	0.03	0
MgO	0	0	0.01	0	0.01	0.02	0	0	0.01	0	0	0	0	0.01	0	0.01	0	0	0	0.02	0.03	0.01
CaO	1.85	1.54	1.03	1.00	0.21	0.27	2.18	3.18	3.37	0.05	0.05	4.05	3.14	1.23	5.42	3.13	2.46	2.57	5.84	4.73	2.85	2.55
Na2O	10.62	10.85	11.01	10.91	0.30	0.68	10.32	8.88	9.32	0.20	0.20	8.68	9.69	10.81	8.52	10.17	10.29	10.02	8.41	8.90	10.02	10.12
K2O	0.28	0.09	0.08	0	17.42	15.63	0	0.28	0.13	14.07	16.14	0.27	0.30	0.11	0.23	0.15	0.12	0.34	0.12	0.21	0.19	0.15
Total	100.84	101.00	100.35	99.25	100.21	99.41	100.15	98.62	99.49	99.61	99.78	99.83	99.88	100.60	99.75	100.81	99.89	99.76	100.57	100.15	100.24	101.09
Si+4	2.93	2.93	2.95	2.95	2.94	2.99	2.92	2.86	2.87	3.26	3.06	2.85	2.87	2.97	2.75	2.85	2.89	2.90	2.75	2.79	2.88	2.88
Ti+4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al+3	1.06	1.05	1.04	1.06	0.99	1.00	1.09	1.20	1.16	0.87	0.96	1.19	1.13	1.05	1.23	1.12	1.10	1.10	1.24	1.20	1.12	1.14
Fe+3	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.02	0.01	0	0	0.01	0.01	0	0
Mn+2	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg+2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T	4.00	4.01	4.01	4.02	3.94	4.00	4.02	4.06	4.03	4.14	4.02	4.04	4.00	4.02	3.99	3.98	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.02
Ca+2	0.09	0.07	0.05	0.05	0.01	0.01	0.10	0.15	0.16	0	0	0.19	0.15	0.06	0.26	0.15	0.12	0.12	0.28	0.22	0.13	0.12
Na+1	0.90	0.92	0.93	0.93	0.03	0.06	0.88	0.77	0.80	0.02	0.02	0.75	0.83	0.92	0.74	0.86	0.88	0.86	0.72	0.76	0.85	0.85
K+1	0.02	0	0	0	1.02	0.93	0	0.02	0.01	0.84	0.96	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
M	1.00	0.99	0.99	0.98	1.06	1.00	0.98	0.94	0.97	0.86	0.98	0.96	1.00	0.98	1.01	1.02	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.98
Cationes	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Carga	16.00	16.01	16.01	16.03	15.83	16.00	16.06	16.12	16.09	16.54	16.11	16.13	16.02	16.07	15.99	15.97	16.01	16.02	16.02	16.02	16.01	16.03
Alb	0.90	0.92	0.95	0.95	0.03	0.06	0.90	0.82	0.83	0.02	0.02	0.78	0.83	0.93	0.73	0.85	0.88	0.86	0.72	0.76	0.86	0.87
Anor	0.09	0.07	0.05	0.05	0.01	0.01	0.10	0.16	0.17	0	0	0.20	0.15	0.06	0.26	0.14	0.12	0.12	0.28	0.22	0.13	0.12
Ort	0.02	0	0	0	0.97	0.93	0	0.02	0.01	0.98	0.98	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01

**Tabla 4.1c.-** Composición y fórmula unidad de feldespatos de episienitas anfibólicas.

Pos.:	J83b2 2	J83b2 2	J83b2 2	J83b2 2	J83b2 2	J83b2 2	J83b2 1	J83b2 1	J83b2 1	J83b2 2	J83b2 2	J83b2 1	J83b2 1	J83b2 1	J83b2 1	J83b2 1	J83b2 1	J83b2 2	J83b 1	J83b 2	J83b 2	J83b 1
SiO2	62.21	61.07	62.25	62.67	61.94	62.91	66.20	68.26	68.18	63.96	64.74	64.34	68.69	65.41	63.13	65.13	65.05	68.19	68.10	61.21	57.31	67.80
TiO2	0	0	0	0	0	0	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.03	0	0.04
Al2O3	22.42	22.99	21.71	18.18	22.87	18.17	19.67	19.64	19.60	18.07	21.67	17.87	19.72	17.98	17.37	18.18	17.91	19.69	19.66	23.44	26.49	20.14
Fe2O3	0.46	0.38	0.93	0.09	0.30	0	0	0	0.01	0.02	0.10	0.28	0	0	0.14	0.15	0.01	0	0.06	0.13	0	0.06
MnO	0.26	0.23	0.24	0.18	0.05	0.13	0.06	0	0.03	0.06	0.16	0.06	0.13	0.12	0.10	0.10	0.16	0	0	0	0.23	0
MgO	0	0	0.03	0	0.03	0	0	0.01	0.04	0	0.03	0.05	0.01	0	0.02	0	0	0.01	0.01	0	0	0
CaO	4.23	4.96	3.45	0.18	4.40	0.03	0.90	0.75	0.81	0.01	3.40	0.18	0.67	0	0.08	0.10	0.11	0.17	0.86	6.10	9.47	1.27
Na2O	9.16	8.62	8.82	0.36	9.00	0.23	11.12	11.52	11.52	0.26	10.16	0.27	11.66	0.30	0.28	0.31	0.41	11.82	11.25	8.12	6.54	11.17
K2O	0.30	0.16	1.01	17.40	0.28	17.39	0.16	0.01	0.09	17.49	0.07	17.26	0.04	17.43	17.53	17.53	17.35	0.38	0.03	0.09	0	0
Total	99.04	98.42	98.43	99.05	98.87	98.86	98.11	100.19	100.29	99.87	100.32	100.32	100.93	101.25	98.64	101.51	101.01	100.27	99.96	99.13	100.04	100.48
Si+4	2.78	2.75	2.81	2.92	2.77	2.94	2.95	2.98	2.97	2.96	2.84	2.97	2.98	2.99	2.96	2.96	2.97	2.96	2.98	2.75	2.57	2.96
Ti+4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al+3	1.18	1.22	1.15	1.00	1.21	1.00	1.03	1.01	1.01	0.98	1.12	0.97	1.01	0.97	0.96	0.98	0.97	1.01	1.02	1.24	1.40	1.04
Fe+3	0.02	0.01	0.03	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0
Mn+2	0.01	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0.01	0
Mg+2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T	3.99	4.00	4.00	3.93	3.99	3.94	3.99	3.99	3.98	3.94	3.97	3.95	3.99	3.96	3.92	3.95	3.95	3.97	4.00	3.99	3.98	4.00
Ca+2	0.20	0.24	0.17	0.01	0.21	0	0.04	0.04	0.04	0	0.16	0.01	0.03	0	0	0	0.01	0.01	0.04	0.29	0.45	0.06
Na+1	0.79	0.75	0.77	0.03	0.78	0.02	0.96	0.97	0.97	0.02	0.86	0.02	0.98	0.03	0.03	0.03	0.04	1.00	0.96	0.71	0.57	0.94
K+1	0.02	0.01	0.06	1.03	0.02	1.04	0.01	0	0.01	1.03	0	1.02	0	1.02	1.05	1.02	1.01	0.02	0	0.01	0	0
M	1.01	1.00	1.00	1.07	1.01	1.06	1.01	1.01	1.02	1.06	1.03	1.05	1.01	1.04	1.08	1.05	1.05	1.03	1.00	1.01	1.02	1.00
Cationes	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Carga	15.95	15.98	15.97	15.77	15.96	15.82	15.97	15.99	15.97	15.84	15.94	15.87	15.98	15.90	15.80	15.86	15.86	15.92	16.03	16.03	15.97	16.01
Alb	0.78	0.75	0.77	0.03	0.77	0.02	0.95	0.96	0.96	0.02	0.84	0.02	0.97	0.03	0.02	0.03	0.03	0.97	0.96	0.70	0.56	0.94
Anor	0.20	0.24	0.17	0.01	0.21	0	0.04	0.03	0.04	0	0.16	0.01	0.03	0	0	0	0.01	0.01	0.04	0.29	0.44	0.06
Ort	0.02	0.01	0.06	0.96	0.02	0.98	0.01	0	0	0.98	0	0.97	0	0.97	0.97	0.97	0.96	0.02	0	0.01	0	0

**Tabla 4.1d.-** Composición y fórmula unidad de feldespatos de episienitas anfibólicas.

Pos.:	J135 2	J135 1	J135 1	J135 1	J126 1	J126 2	J126 2	J126 2	J126 2	J126 2	J126 2	J126 2	J126 1	J126 2	JM127 2
SiO2	62.46	67.28	68.14	68.54	67.18	64.18	63.99	64.67	65.62	65.83	66.26	64.29	67.03	64.64	59.98
TiO2	0	0	0.02	0	0.02	0	0	0	0	0.04	0.03	0.01	0	0	0.30
Al2O3	23.70	20.35	20.15	20.23	20.37	18.28	18.67	21.26	21.30	21.12	21.23	17.86	19.93	17.78	24.31
Fe2O3	0.21	0.01	0	0	0	0.16	0.01	0.06	0.07	0.10	0.20	0	0.05	0.03	0.48
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0.03	0	0	0	0	0	0	0.18
MgO	0.01	0	0.01	0.02	0	0.02	0	0	0.02	0	0.02	0.01	0	0.01	0
CaO	6.34	0.89	0.83	0.75	1.43	0	0.02	2.91	2.77	2.52	2.59	0	1.47	0	6.93
Na2O	6.96	10.49	10.95	10.74	10.32	0.23	0.25	9.57	9.98	10.24	10.26	0.49	10.71	0.11	7.01
K2O	0.30	0.06	0.05	0.06	0.16	16.38	16.09	0.17	0.07	0.07	0.12	15.68	0.02	16.76	0.76
Total	99.99	99.08	100.15	100.35	99.47	99.25	99.05	98.66	99.83	99.93	100.70	98.34	99.23	99.33	99.95
Si+4	2.81	2.99	2.99	3.00	2.97	2.99	2.99	2.90	2.90	2.90	2.90	3.02	2.97	3.01	2.69
Ti+4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01
Al+3	1.26	1.06	1.04	1.04	1.06	1.00	1.03	1.12	1.11	1.10	1.09	0.99	1.04	0.98	1.29
Fe+3	0.01	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0.02
Mn+2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01
Mg+2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T	4.07	4.05	4.03	4.05	4.04	4.00	4.02	4.02	4.01	4.00	4.00	4.01	4.01	3.99	4.01
Ca+2	0.31	0.04	0.04	0.04	0.07	0	0	0.14	0.13	0.12	0.12	0	0.07	0	0.33
Na+1	0.61	0.90	0.93	0.91	0.89	0.02	0.02	0.83	0.85	0.87	0.87	0.05	0.92	0.01	0.61
K+1	0.02	0	0	0	0.01	0.97	0.96	0.01	0	0	0.01	0.94	0	1.00	0.04
M	0.93	0.95	0.97	0.95	0.96	1.00	0.98	0.98	0.99	1.00	1.00	0.99	0.99	1.01	0.99
Cationes	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Carga	16.25	16.13	16.08	16.13	16.12	16.00	16.02	16.07	16.05	16.03	16.02	16.05	16.06	16.00	16.06
Alb	0.65	0.95	0.96	0.96	0.92	0.02	0.02	0.85	0.86	0.88	0.87	0.05	0.93	0.01	0.62
Anor	0.33	0.04	0.04	0.04	0.07	0	0	0.14	0.13	0.12	0.12	0	0.07	0	0.34
Ort	0.02	0	0	0	0.01	0.98	0.98	0.01	0	0	0.01	0.95	0	0.99	0.04

**Tabla 4.1e.-** Composición y fórmula unidad de feldespatos de episienitas biotíticas.

Pos.:	J37h2 2	J37h2 2	J37h2 1	J37h2 1	J37h2 1	J37h2 1	JM110 2	JM110 2	JM110 1
SiO2	64.56	67.48	65.10	69.96	64.90	69.47	64.42	64.25	63.90
TiO2	0	0	0.09	0.02	0	0	0	0	0.05
Al2O3	18.20	20.70	18.47	20.71	18.65	19.73	17.89	18.15	18.34
Fe2O3	0	0.01	0	0.23	0.10	0.08	0.59	0.10	0
MnO	0.12	0.05	0.05	0.14	0.11	0.07	0	0.13	0.10
MgO	0.03	0	0	0	0.01	0.03	0.03	0	0.02
CaO	0.08	1.29	0.20	0.38	0.10	0.42	0	0.18	0.14
Na2O	0.52	10.72	0.20	11.21	0.16	11.59	0.06	0.12	0.10
K2O	17.10	0	17.46	0.04	17.45	0.09	16.59	16.51	16.41
Total	100.60	100.26	101.57	102.69	101.48	101.48	99.58	99.43	99.05
Si+4	2.96	2.96	2.96	2.99	2.96	3.00	3.00	2.99	2.99
Ti+4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al+3	0.98	1.07	0.99	1.04	1.00	1.00	0.98	1.00	1.01
Fe+3	0	0	0	0.01	0	0	0.02	0	0
Mn+2	0	0	0	0.01	0	0	0	0.01	0
Mg+2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T	3.95	4.03	3.96	4.05	3.97	4.01	4.01	4.00	4.01
Ca+2	0	0.06	0.01	0.02	0.01	0.02	0	0.01	0.01
Na+1	0.05	0.91	0.02	0.93	0.01	0.97	0.01	0.01	0.01
K+1	1.00	0	1.01	0	1.01	0.01	0.99	0.98	0.98
M	1.05	0.97	1.04	0.95	1.03	0.99	0.99	1.00	0.99
Cationes	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Carga	15.86	16.07	15.89	16.11	15.89	16.02	16.02	15.99	16.00
Alb	0.04	0.94	0.02	0.98	0.01	0.98	0.01	0.01	0.01
Anor	0	0.06	0.01	0.02	0	0.02	0	0.01	0.01
Ort	0.95	0	0.97	0	0.98	0.01	0.99	0.98	0.98

**Tabla 4.1f.-** Composición y fórmula unidad de feldespatos de microclinitas.

Pos.:	J116a 2	J116a 2	J116a 1	J116a 1	J116a 1	J116a 1	J116a 1	J116a 2	J116a 2	J116a 1	J116a 2	J115a 1	J115a 1
SiO <sub>2</sub>	59.33	59.92	68.86	68.61	69.20	65.10	68.77	64.91	59.75	63.97	68.69	64.36	68.46
TiO <sub>2</sub>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.15	24.50	19.52	19.67	19.28	17.81	19.83	22.28	25.14	18.45	20.11	18.50	20.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.46	0.33	0.08	0.13	0	0.01	0	0.14	0.04	0.10	0.07	0.29	0
MnO	0	0.29	0.09	0.16	0.25	0.09	0.13	0.24	0.15	0.28	0.20	0.17	0.14
MgO	0.01	0	0	0	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	7.02	6.61	0.41	0.87	0.42	0.30	0.78	6.23	7.21	0.23	0.49	0.20	0.51
Na <sub>2</sub> O	7.37	7.64	11.95	11.91	12.02	0.47	11.67	7.97	7.43	0.45	11.66	0.28	11.36
K <sub>2</sub> O	0.14	0.06	0	0	0	17.08	0.04	0.11	0	17.25	0	17.08	0.02
Total	99.48	99.36	100.91	101.35	101.20	100.86	101.21	101.88	99.73	100.73	101.22	100.88	101.06
Si <sup>+4</sup>	2.66	2.69	2.98	2.96	2.98	2.98	2.97	2.85	2.68	2.93	2.97	2.95	2.97
Ti <sup>+4</sup>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al <sup>+3</sup>	1.33	1.30	1.00	1.00	0.98	0.96	1.01	1.15	1.33	1.00	1.02	1.00	1.05
Fe <sup>+3</sup>	0.02	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0
Mn <sup>+2</sup>	0	0.01	0	0.01	0.01	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg <sup>+2</sup>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T	4.01	4.01	3.98	3.96	3.98	3.95	3.98	4.02	4.01	3.94	4.00	3.97	4.02
Ca <sup>+2</sup>	0.34	0.32	0.02	0.04	0.02	0.01	0.04	0.29	0.35	0.01	0.02	0.01	0.02
Na <sup>+1</sup>	0.64	0.67	1.00	0.99	1.01	0.04	0.98	0.68	0.65	0.04	0.98	0.02	0.95
K <sup>+1</sup>	0.01	0	0	0	0	1.00	0	0.01	0	1.01	0	1.00	0
M	0.99	0.99	1.02	1.04	1.02	1.05	1.02	0.98	0.99	1.06	1.00	1.03	0.98
Cationes	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Carga	16.03	16.02	15.95	15.92	15.94	15.88	15.97	16.18	16.03	15.81	15.98	15.89	16.03
Alb	0.65	0.67	0.98	0.96	0.98	0.04	0.96	0.69	0.65	0.04	0.98	0.02	0.97
Anor	0.34	0.32	0.02	0.04	0.02	0.01	0.04	0.30	0.35	0.01	0.02	0.01	0.02
Ort	0.01	0	0	0	0	0.95	0	0.01	0	0.95	0	0.97	0

**Tabla 4.1g.-** Composición y fórmula unidad de feldespatos de episienitas cloríticas.



Pos.:	J130 2	J130 1	J130 2	J130 1	J130 1	J133a 2	J133a 2	86820 1	86820 1	86820 2	86820 1	86820 2	86820 2	86820 1	86820 1	86820 1	86820 2	JM37 2	JM37 1	JM37 2
SiO2	69.18	64.50	69.09	67.94	64.04	67.52	64.33	68.12	68.00	68.41	64.40	69.12	69.02	63.83	64.84	64.92	69.49	64.06	68.35	64.38
TiO2	0.02	0.03	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0.04	0	0	0	0.08	0	0	0.04
Al2O3	19.72	18.65	20.01	19.92	18.58	20.39	18.27	20.31	20.51	19.82	18.68	20.53	19.89	18.61	19.27	18.84	19.99	18.58	19.76	18.06
Fe2O3	0	0	0.33	0	0	0	0	0	0.02	0	0	0.23	0.17	0	0.04	0.12	0.35	0.19	0.15	1.15
MnO	0	0	0.11	0	0	0	0	0.07	0	0.10	0	0.06	0.09	0	0.04	0	0.07	0.17	0	0.05
MgO	0	0	0	0.01	0.01	0.01	0	0.01	0	0	0	0	0.01	0.02	0	0.02	0	0	0	0.43
CaO	0.28	0.25	0.27	0.84	0	1.36	0	0.76	0.62	0.38	0.07	0.13	0.11	0	0.05	0.12	0.08	0.22	0.63	0.27
Na2O	11.27	0.31	10.99	10.40	0.17	10.32	0.38	11.42	10.99	11.19	0.26	11.63	11.80	0.35	0.29	0.23	11.74	1.02	11.39	0.21
K2O	0.09	15.94	0.08	0.03	16.87	0.14	16.44	0.08	0	0.03	17.61	0.06	0.11	17.01	17.15	17.37	0.08	15.33	0.22	15.86
Total	100.56	99.68	100.89	99.15	99.67	99.73	99.41	100.79	100.14	99.92	101.03	101.76	101.24	99.81	101.68	101.61	101.86	99.57	100.49	100.43
Si+4	3.02	2.99	3.01	3.02	2.97	2.98	2.99	2.96	2.98	3.00	2.94	2.97	2.98	2.95	2.94	2.95	2.99	2.97	2.98	2.98
Ti+4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al+3	1.01	1.02	1.03	1.04	1.02	1.06	1.00	1.04	1.06	1.02	1.01	1.04	1.01	1.01	1.03	1.01	1.01	1.01	1.01	0.98
Fe+3	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0	0	0.01	0.01	0	0.04
Mn+2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0
Mg+2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.03
T	4.03	4.02	4.05	4.06	3.99	4.04	3.99	4.00	4.04	4.03	3.95	4.02	4.00	3.97	3.98	3.97	4.01	3.99	4.00	4.03
Ca+2	0.01	0.01	0.01	0.04	0	0.06	0	0.04	0.03	0.02	0	0.01	0	0	0	0.01	0	0.01	0.03	0.01
Na+1	0.95	0.03	0.93	0.90	0.02	0.88	0.03	0.96	0.93	0.95	0.02	0.97	0.99	0.03	0.03	0.02	0.98	0.09	0.96	0.02
K+1	0	0.94	0	0	1.00	0.01	0.97	0	0	0	1.03	0	0.01	1.00	0.99	1.01	0	0.91	0.01	0.94
M	0.97	0.98	0.95	0.94	1.01	0.96	1.01	1.00	0.96	0.97	1.05	0.98	1.00	1.03	1.02	1.03	0.99	1.01	1.00	0.97
Cationes	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Carga	16.09	16.04	16.13	16.18	15.94	16.14	15.97	15.99	16.08	16.07	15.84	16.02	15.98	15.88	15.90	15.89	16.02	15.95	16.00	16.03
Alb	0.98	0.03	0.98	0.96	0.01	0.92	0.03	0.96	0.97	0.98	0.02	0.99	0.99	0.03	0.02	0.02	0.99	0.09	0.96	0.02
Anor	0.01	0.01	0.01	0.04	0	0.07	0	0.04	0.03	0.02	0	0.01	0	0	0	0.01	0	0.01	0.03	0.01
Ort	0	0.96	0	0	0.99	0.01	0.97	0	0	0	0.97	0	0.01	0.97	0.97	0.98	0	0.90	0.01	0.97

Tabla 4.1h.- Composición y fórmula unidad de feldespatos de episienitas cloríticas.

Pos.:	J25b2 2	J25b2 2	J25b2 2	J25b2 2	J25b2 1	J25b2 1	J25b2 1	J25b2 1	J25b2 2	J25b2 2
SiO2	68.31	67.66	63.84	63.87	68.05	68.42	68.02	64.11	67.91	64.61
TiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al2O3	20.90	20.45	18.24	18.26	20.47	20.25	20.29	18.45	20.59	18.61
Fe2O3	0	0.11	0.10	0	0	0	0	0.11	0	0
MnO	0.08	0.11	0.05	0	0.22	0.02	0.02	0.05	0.10	0.16
MgO	0.02	0.01	0.01	0	0.01	0	0	0.01	0	0
CaO	0.86	0.85	0.16	0.12	0.50	0.78	1.06	0.15	1.18	0.26
Na2O	11.11	11.32	0.32	0.20	11.22	11.18	10.97	0.24	10.72	0.28
K2O	0	0	16.67	17.12	0	0	0	17.20	0	17.39
Total	101.27	100.52	99.40	99.57	100.46	100.65	100.36	100.32	100.49	101.31
Si+4	2.96	2.95	2.97	2.96	2.97	2.98	2.97	2.95	2.97	2.95
Ti+4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al+3	1.07	1.05	1.00	1.00	1.05	1.04	1.05	1.00	1.06	1.00
Fe+3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn+2	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0.01
Mg+2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
T	4.03	4.00	3.97	3.96	4.03	4.02	4.02	3.96	4.04	3.95
Ca+2	0.04	0.04	0.01	0.01	0.02	0.04	0.05	0.01	0.06	0.01
Na+1	0.93	0.96	0.03	0.02	0.95	0.94	0.93	0.02	0.91	0.02
K+1	0	0	0.99	1.01	0	0	0	1.01	0	1.01
M	0.97	1.00	1.03	1.04	0.97	0.98	0.98	1.04	0.96	1.05
Cationes	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Carga	16.05	15.99	15.92	15.90	16.04	16.05	16.06	15.88	16.09	15.85
Alb	0.96	0.96	0.03	0.02	0.98	0.96	0.95	0.02	0.94	0.02
Anor	0.04	0.04	0.01	0.01	0.02	0.04	0.05	0.01	0.06	0.01
Ort	0	0	0.96	0.98	0	0	0	0.97	0	0.96

**Tabla 4.11.-** Composición y fórmula unidad de feldespatos de episienitas cloríticas.

	J37a	J37a	J37a	J37a	J37a	J37a3	J37a3	J37j	Espinar	Espinar	Espinar	CEC4	CEC4	CEC4	86147	86147	86147	86147	86147	86147
SiO2	48.529	47.805	47.625	48.671	48.382	47.464	47.608	49.180	49.220	48.640	49.040	53.360	54.040	54.200	52.790	52.342	52.464	51.774	51.468	53.400
TiO2	0.028	0.019	0.028			0.178	0.126	0.084	0.180	0.110	0.190	0.430	0.130	1.490	0.060	0.179		0.230		0.220
Al2O3	0.827	1.195	1.253	0.504	0.531	1.310	1.014	0.481	0.400	0.450	0.460	0.330	0.600	0.430	0.633	0.391	0.464	0.760	0.389	0.464
Cr2O3		0.051	0.036		0.051	0.002	0.012	0.021												
Fe2O3	2.646	3.036	5.008	3.878	2.550	2.237	2.428	3.353	2.270	1.975	0.879	17.923	31.523	25.238	8.740	12.529	18.160	12.645	11.562	13.560
FeO	22.198	22.588	20.841	21.433	23.842	25.931	25.829	18.869	23.097	23.223	23.579	5.061	0.642	3.570	7.238	6.264	7.544	9.844	10.099	9.960
MnO	0.829	0.947	0.898	0.865	0.761	1.703	1.242	1.174	1.740	1.760	1.570	1.270	0.240	0.430	0.941	1.292	0.784	0.810	1.232	0.110
MgO	2.832	2.872	2.230	2.893	1.763	0.030	0.055	4.429	3.210	2.980	2.960	3.820	0.370	1.270	8.383	6.891	3.692	4.573	5.695	4.240
CaO	21.767	20.362	22.009	22.189	22.196	21.671	21.991	22.230	20.820	20.870	20.850	8.970	1.090	2.020	16.149	14.143	7.671	10.584	13.420	10.460
Na2O	0.433	0.447	0.573	0.380	0.336	0.311	0.355	0.452	0.380	0.260	0.350	7.490	12.700	11.190	3.868	5.074	7.191	5.611	4.840	5.830
Total	100.089	99.322	100.501	100.813	100.412	100.837	100.660	100.273	101.317	100.268	99.878	98.654	101.335	99.838	98.753	98.968	97.516	96.478	98.689	97.630
Si	1.96	1.95	1.92	1.95	1.96	1.94	1.95	1.96	1.97	1.97	1.98	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al	0.04	0.05	0.06	0.02	0.03	0.06	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02									
Fe +3			0.02	0.03	0.01			0.02	0.01	0.01										
T	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al		0.01									0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
Ti						0.01		0.01			0.01	0.01	0.01	0.04			0.01			0.01
Fe +3	0.08	0.09	0.13	0.09	0.07	0.07	0.08	0.08	0.06	0.05	0.03	0.51	0.88	0.70	0.25	0.36	0.52	0.37	0.34	0.38
Fe +2	0.75	0.77	0.70	0.72	0.81	0.89	0.88	0.63	0.77	0.79	0.80	0.16	0.02	0.11	0.23	0.20	0.24	0.32	0.33	0.31
Mn +2	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.06	0.04	0.04	0.06	0.06	0.05	0.04	0.01	0.01	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	
Mg	0.17	0.17	0.13	0.17	0.11			0.26	0.19	0.18	0.18	0.21	0.02	0.07	0.47	0.39	0.21	0.26	0.33	0.24
Ca	0.94	0.89	0.95	0.95	0.96	0.95	0.96	0.95	0.89	0.90	0.90	0.36	0.04	0.08	0.66	0.58	0.31	0.44	0.56	0.42
Na	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.54	0.91	0.80	0.28	0.38	0.53	0.42	0.36	0.42
M	2.00	2.00	1.99	1.99	2.01	2.01	1.99	2.00	2.01	2.00	2.01	1.84	1.91	1.83	1.95	1.97	1.86	1.88	1.96	1.80
Q	1.86	1.83	1.78	1.84	1.88	1.84	1.84	1.62	1.85	1.97	1.88	0.73	0.08	0.26	1.36	1.17	0.76	1.02	1.22	0.97
J	0.06	0.08	0.10	0.06	0.06	0.06	0.06	0.08	0.06	0.04	0.06	1.08	1.82	1.60	0.56	0.76	1.06	0.84	0.72	0.84
%Wo	47.71	45.64	48.97	48.47	48.48	48.22	48.98	48.47	45.18	45.45	45.92									
%Di	8.63	8.72	6.70	8.67	5.56			13.26	9.64	9.09	9.18									
%Hd	43.65	45.64	44.33	42.86	45.96	51.78	51.02	38.26	45.18	45.45	44.90									
%Q												40.33	4.21	13.98	70.83	60.62	41.76	54.84	62.89	53.59
%Jd												1.15	3.16	2.39	3.12	2.07	2.15	3.39	2.06	2.32
%Eg												58.52	92.63	83.63	26.04	37.31	56.09	41.77	35.05	44.09

Tabla 4.2.- Composición y fórmula unidad de piroxenos.

	J37a	J37a	J37j	J37j	J37j	J37j	J37jbis	J37jbis	J37jbis	J99c	Espinar	Espinar	Espinar	Espinar	Espinar	J34f2	J34f2	34f2bis	34f2bis	J83b
SiO2	38.348	37.793	38.177	38.437	38.433	38.313	37.115	37.738	37.090	41.197	43.330	41.430	43.610	44.000	42.210	43.477	44.140	39.597	41.939	47.194
TiO2	0.137	0.127	0.320	1.161	1.215	1.024	0.855	1.114	0.783	0.761	1.360	0.290	0.170	0.220	0.760	0.256	0.215	1.138	0.937	0.178
Al2O3	10.595	10.460	10.995	10.249	11.027	10.540	11.982	11.496	11.762	7.135	7.240	8.230	7.280	6.930	7.540	8.640	8.332	11.050	9.475	5.299
Fe2O3	8.182	9.118	6.983	6.218	6.512	6.654	6.716	12.317	6.937	8.197	3.760	6.458	5.838	6.195	4.518	3.256	4.378	4.890	6.166	3.283
FeO	23.797	24.145	22.646	23.298	22.315	22.793	22.661	18.921	23.509	22.356	25.456	23.639	24.207	23.406	25.405	20.014	19.323	20.351	19.753	19.694
MnO	0.497	0.631	0.740	0.683	0.498	0.758	0.634	0.635	0.567	2.047	1.070	1.360	1.510	1.770	1.170	0	0.347	0.672	0.745	0.605
MgO	2.288	2.174	3.418	3.647	3.419	3.604	2.989	3.138	2.444	3.127	3.560	3.040	3.390	3.450	2.890	6.854	7.047	5.326	5.957	7.753
CaO	11.321	11.662	11.237	11.380	10.866	11.489	11.299	10.583	11.300	11.262	10.990	11.010	11.070	11.070	10.880	11.381	11.450	11.794	11.513	11.862
Na2O	1.192	1.303	1.929	1.781	1.627	1.565	1.545	1.064	1.469	0.811	1.490	1.270	1.360	0.960	1.430	1.280	1.250	1.353	1.396	0.416
K2O	1.752	1.795	1.724	1.776	1.756	1.782	2.000	1.652	1.897	1.147	1.190	1.350	1.040	1.000	1.280	0.976	0.888	1.352	1.180	0.424
H2O	1.864	1.870	1.875	1.881	1.878	1.882	1.866	1.901	1.858	1.878	1.919	1.883	1.921	1.919	1.882	1.920	1.946	1.908	1.949	1.951
Total	99.973	101.078	100.043	100.511	99.546	100.404	99.701	100.559	99.616	99.917	101.366	99.960	101.396	100.920	99.965	98.054	99.317	99.473	101.015	98.659
Si IV	6.168	6.060	6.105	6.126	6.136	6.105	5.963	5.952	5.986	6.576	6.769	6.595	6.807	6.874	6.723	6.789	6.801	6.223	6.453	7.253
Al IV	1.832	1.940	1.895	1.874	1.864	1.895	2.037	2.048	2.014	1.342	1.231	1.405	1.193	1.126	1.277	1.211	1.199	1.777	1.547	0.747
Fe +3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.081	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
pos. T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	0.176	0.037	0.177	0.051	0.211	0.084	0.232	0.088	0.224	0	0.102	0.140	0.146	0.150	0.139	0.379	0.314	0.270	0.171	0.213
Fe +3	0.990	1.100	0.840	0.746	0.782	0.798	0.812	1.462	0.843	0.903	0.442	0.774	0.686	0.728	0.542	0.383	0.508	0.578	0.714	0.380
Ti	0.017	0.015	0.038	0.139	0.146	0.123	0.103	0.132	0.095	0.091	0.160	0.035	0.020	0.026	0.091	0.030	0.025	0.134	0.108	0.021
Mg	0.549	0.520	0.815	0.867	0.814	0.856	0.716	0.738	0.588	0.744	0.829	0.721	0.789	0.804	0.686	1.595	1.619	1.248	1.366	1.776
Fe +2	3.201	3.238	3.029	3.105	2.980	3.037	3.045	2.495	3.173	2.984	3.326	3.147	3.160	3.058	3.384	2.613	2.490	2.675	2.542	2.531
Mn	0.068	0.086	0.100	0.092	0.067	0.102	0.086	0.085	0.078	0.277	0.141	0.183	0.200	0.234	0.158	0	0.045	0.089	0.097	0.079
Ca	0	0.004	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
M1,2,3	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe2+	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	1.951	2.000	1.925	1.943	1.859	1.961	1.945	1.788	1.954	1.926	1.839	1.878	1.851	1.853	1.856	1.904	1.890	1.986	1.898	1.953
Na	0.049	0	0.075	0.056	0.141	0.039	0.055	0.212	0.046	0.074	0.160	0.122	0.149	0.147	0.144	0.096	0.110	0.014	0.102	0.047
pos M4	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.323	0.405	0.523	0.494	0.362	0.445	0.426	0.114	0.413	0.177	0.291	0.270	0.263	0.144	0.298	0.292	0.263	0.398	0.314	0.077
K	0.359	0.367	0.352	0.361	0.358	0.362	0.410	0.332	0.391	0.234	0.237	0.274	0.207	0.199	0.260	0.194	0.175	0.271	0.232	0.083
pos. A	0.682	0.772	0.875	0.855	0.720	0.807	0.836	0.446	0.804	0.411	0.528	0.544	0.470	0.343	0.558	0.486	0.438	0.669	0.546	0.160
O	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000
OH	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Cationes	15.682	15.772	15.875	15.855	15.720	15.807	15.836	15.446	15.804	15.411	15.528	15.544	15.470	15.343	15.558	15.486	15.438	15.669	15.546	15.160

Tabla 4.3a.- Composición y fórmula unidad de anfíboles cálcicos.

	J83b	J83b	J83b2	J83b2	J83b2	J116a	J116a	J84a	J130a	J130a	J130a	J130a	J130a	J130a	J133a	J133a	86820	86820	86820	86820	86820
SiO2	45.292	42.436	41.670	41.620	41.743	40.581	41.953	43.356	44.641	43.865	43.422	51.094	42.953	42.616	50.386	48.807	50.273	50.804	50.279	50.166	
TiO2	0.318	0.037	0.00	0.146	0	0.009	0	0	0.140	0.104	0.190	0.111	0.232	0.373	0.064	0	0	0	0	0	
Al2O3	6.408	9.238	8.994	8.996	10.113	11.682	9.156	9.462	7.779	8.412	8.753	2.329	9.286	10.327	2.724	6.279	0.732	1.073	1.970	2.203	
Fe2O3	5.141	4.992	7.275	7.102	4.928	6.390	5.179	8.129	1.624	2.946	3.907	0	2.442	3.120	0.009	0.081	0	0.223	1.865	1.297	
FeO	19.913	20.151	19.545	19.200	20.554	17.435	17.970	17.462	19.707	19.472	19.643	21.344	19.882	19.909	20.822	24.063	26.472	25.692	24.212	24.287	
MnO	0.613	0.502	0.844	0.878	0.804	0.878	0.839	1.028	0.460	0.474	0.075	0.501	0.523	0.020	0	1.322	1.361	2.215	1.484	1.564	
MgO	6.974	6.176	5.812	5.806	5.269	6.306	6.966	5.838	7.704	7.386	7.288	8.661	6.805	6.711	8.990	4.632	6.724	7.287	6.406	6.542	
CaO	11.869	12.033	11.823	11.617	11.673	11.779	11.633	11.278	12.137	12.034	12.012	12.291	11.863	12.228	12.300	9.930	9.740	9.591	11.504	11.829	
Na2O	0.680	1.101	1.170	1.141	1.138	1.182	1.397	0.746	1.023	1.015	1.110	0.232	1.048	1.045	0.264	0.282	0.093	0.118	0.166	0.183	
K2O	0.630	0.956	1.097	1.087	1.185	1.399	0.863	0.686	0.837	0.883	0.967	0.334	1.096	1.043	0.233	0.145	0.168	0.291	0.129	0.095	
H2O	1.949	1.929	1.925	1.917	1.917	1.935	1.909	1.956	1.929	1.932	1.942	1.964	1.917	1.943	1.957	1.929	1.900	1.937	1.952	1.955	
Total	99.787	99.551	100.155	99.510	99.323	99.576	97.865	99.940	97.981	98.523	99.309	98.861	98.047	99.335	97.749	97.470	97.463	99.231	99.967	100.121	
Si IV	6.966	6.597	6.490	6.508	6.530	6.288	6.590	6.646	6.939	6.807	6.706	7.797	6.717	6.577	7.721	7.587	7.932	7.866	7.721	7.693	
Al IV	1.034	1.403	1.510	1.492	1.470	1.712	1.410	1.354	1.061	1.193	1.294	0.203	1.283	1.423	0.279	0.413	0.068	0.134	0.279	0.307	
Fe+3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
pos. T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
Al VI	0.128	0.290	0.141	0.166	0.395	0.422	0.285	0.356	0.364	0.345	0.299	0.216	0.429	0.456	0.213	0.737	0.068	0.061	0.078	0.091	
Fe +3	0.595	0.584	0.853	0.836	0.580	0.745	0.612	0.938	0.190	0.344	0.454	0	0.287	0.362	0.001	0.010	0	0.026	0.216	0.150	
Ti	0.037	0.004	0	0.017	0	0.001	0	0	0.016	0.012	0.022	0.013	0.027	0.043	0.007	0	0	0	0	0	
Mg	1.599	1.431	1.349	1.353	1.229	1.457	1.631	1.334	1.785	1.709	1.678	1.970	1.587	1.544	2.054	1.073	1.582	1.682	1.467	1.495	
Fe +2	2.561	2.620	2.546	2.511	2.689	2.260	2.360	2.239	2.562	2.527	2.537	2.724	2.600	2.570	2.668	3.128	3.350	3.231	3.110	3.115	
Mn	0.080	0.066	0.111	0.116	0.107	0.115	0.112	0.133	0.061	0.062	0.010	0.065	0.069	0.003	0	0.052	0	0	0.131	0.150	
Ca	0	0.005	0	0	0	0	0	0	0.022	0.001	0	0.012	0	0.022	0.056	0	0	0	0	0	
M1,2,3	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	
Fe +2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.142	0.096	0	0	
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.122	0.182	0.290	0.062	0.054	
Ca	1.956	2.000	1.973	1.946	1.956	1.955	1.958	1.852	2.000	2.000	1.987	1.997	1.988	2.000	1.963	1.654	1.646	1.591	1.893	1.943	
Na	0.044	0	0.027	0.054	0.044	0.045	0.042	0.148	0	0	0.013	0.003	0.012	0	0.037	0.085	0.028	0.023	0.045	0.003	
pos. M4	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	1.861	1.999	2.000	2.000	2.000	
Na	0.158	0.331	0.326	0.292	0.301	0.310	0.383	0.074	0.308	0.305	0.319	0.066	0.305	0.313	0.041	0	0	0.013	0.005	0.051	
K	0.124	0.190	0.218	0.217	0.237	0.277	0.173	0.134	0.166	0.175	0.191	0.065	0.219	0.205	0.046	0.029	0.034	0.057	0.025	0.019	
pos. A	0.282	0.521	0.544	0.509	0.538	0.587	0.556	0.208	0.474	0.480	0.510	0.131	0.524	0.518	0.087	0.029	0.034	0.070	0.030	0.070	
O	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	
OH	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
Cationes	15.282	15.521	15.544	15.509	15.538	15.587	15.556	15.208	15.474	15.480	15.510	15.131	15.524	15.518	15.087	14.890	15.033	15.070	15.030	15.070	

Tabla 4.3b.- Composición y fórmula unidad de anfíboles cálcicos.

	JM114	JM114	JM114	JM114	JM114	JM114	JM114	JM114
SiO2	37.954	37.932	38.796	37.150	36.160	36.628	36.619	36.691
TiO2	0.101	0.028	0.680	0.055	0	0.092	0.083	0
Al2O3	12.279	12.129	10.771	12.747	14.814	14.542	13.202	14.613
Fe2O3	7.330	8.239	7.274	8.513	7.692	7.088	9.422	8.684
FeO	20.682	20.143	21.508	19.910	19.740	20.362	18.991	19.743
MnO	1.651	1.542	1.650	1.666	1.169	1.215	1.807	1.620
MgO	3.021	3.114	3.015	2.994	2.665	2.809	2.861	2.612
CaO	11.467	11.393	11.394	11.607	11.480	11.656	11.790	11.877
Na2O	1.257	1.216	1.195	1.195	1.092	1.207	1.104	1.119
K2O	1.487	1.423	1.298	1.441	1.681	1.628	1.356	1.589
H2O	1.873	1.874	1.876	1.872	1.865	1.878	1.872	1.898
Total	99.103	99.032	99.457	99.149	98.358	99.105	99.107	100.446
Si IV	6.075	6.070	6.199	5.952	5.812	5.848	5.866	5.795
Al IV	1.925	1.930	1.801	2.048	2.188	2.152	2.134	2.205
Fe3+	0	0	0	0	0	0	0	0
pos. T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al VI	0.391	0.357	0.228	0.358	0.618	0.585	0.358	0.515
Fe +3	0.883	0.992	0.875	1.026	0.930	0.852	1.136	1.032
Ti	0.012	0.003	0.082	0.007	0	0.011	0.010	0
Mg	0.721	0.743	0.718	0.715	0.639	0.669	0.683	0.615
Fe +2	2.769	2.696	2.874	2.667	2.653	2.719	2.544	2.608
Mn	0.224	0.209	0.223	0.226	0.159	0.164	0.245	0.217
Ca	0	0	0	0	0	0	0.023	0.013
M1,2,3	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe2+	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	1.966	1.953	1.950	1.992	1.977	1.994	2.000	1.997
Na	0.034	0.047	0.050	0.008	0.023	0.006	0	0.003
pos. M4	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.356	0.331	0.320	0.363	0.317	0.367	0.343	0.340
K	0.304	0.290	0.265	0.295	0.345	0.332	0.277	0.320
pos. A	0.660	0.621	0.585	0.658	0.662	0.699	0.620	0.660
O	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000
OH	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Cationes	15.660	15.621	15.585	15.658	15.662	15.699	15.620	15.660

**Tabla 4.3c.-** Composición y fórmula unidad de anfíboles cálcicos.

Número:	86147 1	86147 2	86147 3	86147 4	86147 5	86147 6	86147-3 1	86147-3 2	86147-3 3	86147-3 4	86147-3 5	CEC4B 1	CEC4B 2	CEC4B 3	CEC4B 4	CEC4B 5	CEC4B 6
SiO <sub>2</sub>	58.44	58.06	57.87	57.25	56.97	56.55	58.67	58.16	58.89	58.01	58.26	55.77	55.06	54.01	54.51	53.97	54.82
TiO <sub>2</sub>	0.81	0.70	1.06	0.24	0.08	0.08	0.76	0.73	0.81	0.82	0.78	1.06	0.96	0.86	0.72	0.53	0.81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.93	1.92	2.07	1.56	1.68	1.28	2.02	2.26	2.06	2.04	2.13	0.20	0.37	0.53	0.53	0.53	0.46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.74	18.61	16.46	21.13	19.17	19.75	18.00	16.71	16.85	16.69	16.91	17.11	18.81	21.78	24.11	21.30	24.23
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.25	0.00
MnO	0.37	0.43	0.47	0.59	0.00	0.65	0.45	0.44	0.46	0.51	0.46	0.91	1.04	1.07	1.02	1.10	0.85
MgO	8.60	8.50	9.86	7.38	8.44	8.69	10.22	10.11	10.41	10.36	10.24	10.04	7.93	7.68	6.66	6.29	6.75
ZnO	-	-	-	-	-	-	0.11	0.13	0.07	0.02	0.00	-	-	-	-	-	-
CaO	0.19	0.28	0.94	0.14	0.40	0.60	0.86	0.68	0.93	0.89	0.82	1.18	0.45	1.13	0.75	2.26	0.54
Na <sub>2</sub> O	3.53	3.66	3.96	3.38	3.47	3.62	3.65	3.86	3.72	3.87	3.66	5.64	5.72	4.52	4.44	5.51	4.89
K <sub>2</sub> O	0.26	0.28	0.37	0.24	0.26	0.22	0.33	0.28	0.34	0.34	0.31	1.02	0.70	0.61	0.93	0.97	0.94
H <sub>2</sub> O	2.19	2.18	2.17	2.15	2.14	2.12	0.96	0.69	0.97	0.90	0.86	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26	2.26
F	-	-	-	-	-	-	2.62	3.13	2.61	2.68	2.80	1.27	1.03	0.49	0.54	0.36	0.61
Cl	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
O=F	-	-	-	-	-	-	-1.10	-1.32	-1.10	-1.13	-1.18	-0.54	-0.44	-0.21	-0.23	-0.15	-0.26
O=Cl	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	95.05	94.61	95.23	94.08	92.60	93.56	97.56	95.86	97.01	95.99	96.06	95.94	93.90	94.76	96.23	98.20	96.91
Si	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Pos. T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al	0.31	0.31	0.34	0.26	0.28	0.21	0.32	0.37	0.33	0.33	0.34	0.03	0.06	0.09	0.09	0.09	0.08
Fe +3	1.93	1.93	1.71	2.22	2.03	2.10	1.85	1.73	1.72	1.73	1.75	1.85	2.06	2.43	2.66	2.38	2.66
Ti	0.08	0.07	0.11	0.03	0.01	0.01	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.11	0.11	0.10	0.08	0.06	0.09
Mg	1.75	1.75	2.03	1.54	1.77	1.83	2.08	2.07	2.11	2.13	2.10	2.15	1.72	1.70	1.46	1.39	1.47
Fe +2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.00
Zn	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-
Mn	0.04	0.05	0.06	0.07	0.00	0.08	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.11	0.13	0.13	0.13	0.14	0.10
M1,2,3	4.12	4.11	4.25	4.11	4.08	4.24	4.39	4.31	4.30	4.34	4.32	4.25	4.07	4.45	4.42	4.46	4.40
Ca	0.03	0.04	0.14	0.02	0.06	0.09	0.13	0.10	0.13	0.13	0.12	0.18	0.07	0.18	0.12	0.36	0.08
Na	0.94	0.98	1.06	0.92	0.94	0.99	0.96	1.03	0.98	1.04	0.98	1.57	1.61	1.30	1.26	1.58	1.38
Pos. M4	0.94	0.98	1.06	0.92	0.94	0.99	0.96	1.03	0.98	1.04	0.98	1.57	1.61	1.30	1.26	1.58	1.38
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.19	0.13	0.12	0.17	0.18	0.18
Pos. A	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.19	0.13	0.12	0.17	0.18	0.18
O	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
OH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	0.87	0.64	0.88	0.83	0.79	2.16	2.19	2.23	2.21	2.23	2.20
F	-	-	-	-	-	-	1.13	1.36	1.12	1.17	1.21	0.58	0.48	0.23	0.25	0.17	0.28
Cl	-	-	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Carga	-2.31	-2.28	-1.83	-2.25	-2.41	-1.98	-1.61	-1.86	-1.86	-1.73	-1.83	-1.26	-1.64	-0.62	-0.58	0.00	-0.54
Cationes	13.13	13.18	13.51	13.09	13.13	13.36	13.54	13.49	13.48	13.56	13.47	14.19	13.88	14.04	13.97	14.59	14.05

Tabla 4.4.- Composición y fórmula unidad parcial de ferri-clinoholmquistitas sódicas.

Tipo	J37j Px	J37h2 Mc	J34f2 Anf	J34f2 Anf	J34f2 Anf	J34f2 Anf	J34f2 Anf	J83b Anf	J135 Bt	J135 Bt	J135 Bt	J135 Bt	J135 Bt	J126 Bt	J126 Bt	J126 Bt	J126 Bt	J126 Bt	J126 Bt	JM127 Bt	JM127 Bt
SiO2	34.26	35.11	34.17	36.37	35.17	34.50	35.91	34.19	35.25	35.11	35.41	34.96	34.47	36.20	35.81	36.05	36.47	35.99	35.93	33.74	33.17
TiO2	2.87	2.29	3.49	4.01	3.42	3.61	3.82	1.69	2.47	2.49	2.65	1.87	0.21	2.41	2.29	2.67	1.96	2.16	2.05	1.68	1.36
Al2O3	12.92	13.97	13.99	13.23	14.27	13.38	13.39	15.11	16.95	16.76	17.00	16.68	16.39	16.68	16.93	17.13	17.47	16.81	16.83	17.78	17.97
Fe2O3	8.58	8.84	4.48	2.31	8.07	5.36	5.47	5.54	0.09	0.15	0.40	2.70	1.99	2.16	2.61	1.91	1.51	2.31	1.88	2.19	3.71
FeO	21.63	21.59	21.80	21.55	21.68	21.83	21.83	21.83	20.79	20.83	20.92	21.63	21.48	21.51	21.61	21.46	21.35	21.53	21.44	21.52	21.75
MnO	0.61	0.88	0.00	0.04	0.42	0.43	0.48	0.38	0.08	0.08	0.00	0.03	0.11	0.00	0.00	0.00	0.39	0.44	0.41	0.26	0.38
MgO	5.82	4.60	6.18	7.04	6.35	6.94	6.94	7.23	8.28	8.19	8.26	7.84	8.60	5.97	5.78	5.76	5.97	5.96	5.56	7.52	7.08
CaO	0.23	0.11	0.17	0.17	0.04	0.05	0.02	0.50	0.05	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02	0.10	0.04	0.00	0.05	0.12	0.12
Na2O	0.00	0.03	0.08	0.08	0.00	0.04	0.02	0.00	0.05	0.07	0.02	0.08	0.03	0.01	0.04	0.02	0.06	0.04	0.07	0.00	0.00
K2O	8.21	9.85	7.86	7.86	9.35	8.98	9.38	7.66	9.43	9.46	9.77	9.31	9.47	9.79	9.78	9.22	9.70	9.29	9.53	9.67	8.76
H2O	3.81	3.79	3.87	3.92	3.82	3.83	3.84	3.86	3.93	3.92	3.92	3.89	3.88	3.90	3.89	3.92	3.91	3.90	3.90	3.87	3.87
Total	98.93	101.05	96.08	96.58	92.59	98.95	101.09	97.99	97.37	97.06	98.36	99.03	96.62	98.66	98.76	98.24	98.83	98.44	97.65	98.36	98.16
Si	5.46	5.50	5.52	5.77	5.38	5.46	5.55	5.42	5.53	5.54	5.51	5.45	5.52	5.64	5.59	5.62	5.66	5.62	5.66	5.32	5.25
Al IV	2.43	2.50	2.48	2.23	2.57	2.50	2.44	2.58	2.47	2.46	2.49	2.55	2.48	2.36	2.41	2.38	2.34	2.38	2.34	2.68	2.75
Fe IV	0.12	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pos. T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al VI	0.00	0.08	0.19	0.25	0.00	0.00	0.00	0.25	0.67	0.65	0.63	0.51	0.61	0.71	0.71	0.77	0.85	0.72	0.79	0.62	0.59
Ti VI	0.34	0.27	0.42	0.48	0.39	0.43	0.44	0.20	0.29	0.29	0.31	0.22	0.03	0.28	0.27	0.31	0.23	0.25	0.24	0.20	0.16
Fe +3	0.91	1.04	0.54	0.28	0.88	0.60	0.62	0.66	0.01	0.02	0.05	0.32	0.24	0.25	0.31	0.22	0.18	0.27	0.22	0.26	0.44
Fe +2	2.88	2.83	2.95	2.86	2.77	2.89	2.82	2.90	2.73	2.75	2.72	2.82	2.88	2.80	2.82	2.80	2.77	2.81	2.83	2.84	2.88
Mn +2	0.08	0.12	0.00	0.01	0.05	0.06	0.06	0.05	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.06	0.03	0.05
Mg	1.38	1.07	1.49	1.67	1.45	1.64	1.60	1.71	1.94	1.92	1.92	1.82	2.05	1.39	1.35	1.34	1.38	1.39	1.31	1.77	1.67
Pos. O	5.60	5.41	5.59	5.54	5.56	5.62	5.54	5.77	5.65	5.64	5.62	5.70	5.82	5.44	5.45	5.44	5.46	5.51	5.44	5.71	5.79
Ca	0.04	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00	0.08	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02
Na	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00
K	1.67	1.97	1.62	1.59	1.83	1.81	1.85	1.55	1.89	1.90	1.94	1.85	1.93	1.95	1.95	1.83	1.92	1.85	1.92	1.94	1.77
Pos. A	1.71	2.00	1.68	1.65	1.83	1.83	1.86	1.64	1.91	1.93	1.95	1.88	1.94	1.95	1.96	1.86	1.94	1.86	1.95	1.96	1.79

Tabla 4.5.- Composición y fórmula unidad de biotitas.



a) Biotitas								b) Taeniolitas							
	CEC4	CEC4	CEC4	CEC4	86147	86147	86147		86147	86147	86147	86147	86147	CEC4	CEC4
SiO2	38.22	37.11	36.79	34.62	36.83	39.35	37.08	SiO2	49.76	50.01	50.13	49.59	49.36	47.19	46.77
TiO2	1.65	1.55	2.71	2.93	3.37	4.03	3.69	TiO2	3.16	5.68	5.98	4.62	4.70	2.73	3.76
Al2O3	12.71	14.14	15.51	15.45	16.05	13.85	17.23	Al2O3	6.25	6.24	6.24	6.66	6.67	10.60	7.27
Fe2O3	5.16	5.92	5.80	6.44	5.23	4.88	4.67	Cr2O3	0.00	0.13	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	13.29	15.23	14.94	16.59	13.48	12.57	12.03	FeO	5.68	4.98	5.59	6.30	6.41	7.88	9.19
MnO	1.15	1.01	1.51	1.69	0.84	0.77	0.77	MnO	0.45	0.07	0.07	0.40	0.34	0.48	0.57
MgO	8.99	7.80	7.15	6.34	6.45	7.62	6.36	MgO	14.45	13.27	13.36	14.84	14.55	12.48	13.59
CaO	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.04	0.12	CaO	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Na2O	0.00	0.00	0.05	0.06	0.04	0.00	0.05	Na2O	0.13	0.01	0.02	0.16	0.14	0.14	0.02
K2O	9.21	9.14	9.61	9.46	10.46	10.84	10.98	K2O	10.97	10.69	10.93	10.70	10.63	8.97	10.54
H2O	4.01	3.97	3.96	3.89	3.99	4.02	4.02	H2O	4.28	4.31	4.29	1.50	1.75	3.21	2.72
Total	94.39	95.92	98.03	97.50	96.75	97.96	96.99	F	-	-	-	5.60	5.06	2.07	2.88
								O=F	-	-	-	-2.36	-2.13	-0.87	-1.21
Si	6.07	5.86	5.69	5.48	5.73	6.00	5.71	Total	95.28	95.40	96.68	98.00	97.47	94.88	96.12
Al IV	1.93	2.14	2.31	2.52	2.27	2.00	2.29	Si	7.33	7.31	7.26	7.15	7.15	6.98	6.99
Pos. T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	Al IV	0.67	0.69	0.75	0.85	0.85	1.02	1.01
Al VI	0.45	0.49	0.52	0.36	0.68	0.49	0.84	Pos. T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Ti VI	0.20	0.18	0.32	0.35	0.39	0.46	0.43	Al VI	0.42	0.38	0.32	0.28	0.29	0.83	0.27
Fe +3	0.62	0.70	0.68	0.77	0.61	0.56	0.54	Ti VI	0.35	0.62	0.65	0.50	0.51	0.30	0.42
Fe +2	1.76	2.01	1.93	2.19	1.75	1.60	1.55	Cr	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn +2	0.15	0.14	0.20	0.23	0.11	0.10	0.10	Fe +2	0.70	0.61	0.68	0.76	0.78	0.98	1.15
Mg	2.13	1.84	1.65	1.50	1.50	1.73	1.46	Mn +2	0.06	0.01	0.01	0.05	0.04	0.06	0.07
Pos. O	5.31	5.36	5.29	5.39	5.05	4.95	4.92	Mg	3.17	2.89	2.88	3.19	3.14	2.75	3.03
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	Pos. O	4.69	4.52	4.55	4.78	4.76	4.92	4.94
Na	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	Ca	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K	1.87	1.84	1.90	1.91	2.08	2.11	2.16	Na	0.03	0.00	0.01	0.05	0.04	0.04	0.01
Pos. A	1.87	1.85	1.91	1.93	2.09	2.12	2.19	K	2.06	1.99	2.02	1.97	1.97	1.69	2.01
								Pos. A	2.12	1.99	2.02	2.01	2.01	1.73	2.02
								O	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
								OH	4.00	4.00	4.00	1.45	1.68	3.03	2.64
								F	-	-	-	2.55	2.32	0.97	1.36

**Tabla 4.6.-** Composición y fórmula unidad de micas trioctaédricas en episienitas piroxénicas egirínicas.

	J37j	J37j	J99c	J99c	J83b	J83b2	J116a	J116a	J116a	J115a	J115a	J115a	J84a	J130	J130	J133a
SiO2	26.52	24.65	24.71	24.50	24.72	25.37	25.11	25.75	26.91	24.87	24.99	25.95	25.91	27.00	27.22	25.78
TiO2	1.08	0.90	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.01	0.00	0.00	0.08	0.09	0.00
Al2O3	16.55	16.20	18.61	17.75	19.46	16.85	20.00	18.87	17.78	19.11	19.35	16.85	19.19	18.68	19.05	19.33
Cr2O3	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	-	0.04	0.02	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	7.81	5.44	5.12	5.05	6.27	2.71	6.76	5.11	5.25	6.37	6.60	6.80	6.40	4.92	4.74	4.84
FeO	29.90	30.94	32.49	31.67	27.42	30.83	24.45	25.21	21.22	29.21	27.45	30.17	27.13	21.05	21.12	25.47
MnO	0.41	0.55	1.34	1.55	1.07	0.89	0.91	0.97	1.38	1.38	1.35	1.33	0.96	0.27	0.44	0.08
MgO	5.77	5.16	5.26	5.69	9.10	9.82	11.01	11.38	13.55	8.00	8.52	8.16	10.30	13.37	14.17	10.74
CaO	0.14	0.39	0.28	0.69	0.41	0.25	0.00	0.07	0.07	0.07	0.09	0.17	0.22	0.09	0.00	0.08
Na2O	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
K2O	0.60	0.68	0.08	0.13	0.05	0.09	0.03	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	2.99	2.96	2.82	2.84	2.73	2.85	2.72	2.81	2.92	2.76	2.77	2.89	2.79	2.91	2.89	2.84
Al	0.78	0.94	1.14	1.11	1.19	1.06	1.19	1.11	0.95	1.18	1.18	1.07	1.14	0.96	1.00	1.10
Fe 3+	0.24	0.10	0.04	0.05	0.08	0.08	0.09	0.08	0.14	0.06	0.05	0.04	0.07	0.12	0.11	0.06
Pos. T	4.01	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al VI	1.43	1.34	1.36	1.31	1.35	1.17	1.37	1.32	1.33	1.31	1.35	1.14	1.29	1.42	1.38	1.40
Fe 3+	0.43	0.39	0.40	0.39	0.44	0.15	0.46	0.34	0.29	0.47	0.50	0.53	0.45	0.28	0.27	0.34
Fe 2+	2.81	3.09	3.10	3.07	2.53	2.90	2.21	2.30	1.93	2.70	2.54	2.81	2.45	1.90	1.88	2.34
Mn 2+	0.04	0.06	0.13	0.15	0.10	0.08	0.08	0.09	0.07	0.13	0.13	0.13	0.09	0.02	0.04	0.01
Mg	0.97	0.92	0.89	0.98	1.50	1.65	1.78	1.85	2.18	1.32	1.40	1.35	1.65	2.16	2.25	1.75
Pos. O	5.68	5.80	5.89	5.90	5.92	5.94	5.91	5.90	5.81	5.93	5.92	5.96	5.93	5.77	5.81	5.85
OH	7.81	7.71	7.64	7.66	7.64	7.93	7.63	7.74	7.85	7.59	7.55	7.51	7.62	7.84	7.84	7.72
O	10.19	10.29	10.36	10.34	10.36	10.07	10.37	10.26	10.15	10.41	10.45	10.49	10.38	10.16	10.16	10.28
T(°C)	148	189	231	228	309	286	303	265	193	315	263	326	295	194	209	241

Tabla 4.7a.- Composición, fórmula unidad y temperaturas calculadas de cloritas.

	JM114	JM114	JM114	JM114	JM37	JM37	JM37	JM37	J25b2	J25b2	JM127	JM118	JM110	JM110	J39g	J39g
SiO <sub>2</sub>	24.03	25.48	23.73	25.00	25.58	27.09	25.98	27.16	24.76	25.77	25.25	25.29	25.19	23.33	25.43	23.82
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.04	0.05	0.00	0.05	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.25	0.00	0.04	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.78	16.59	18.55	17.39	19.34	17.93	18.56	18.27	22.02	20.29	19.04	18.63	19.21	18.79	18.65	18.85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.09	0.06	-	-	-	-	0.00	0.00	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.44	6.55	6.47	7.06	3.90	5.84	4.90	5.45	4.59	5.31	5.35	6.33	4.48	5.77	7.31	3.75
FeO	32.17	31.04	31.67	29.70	28.54	24.69	26.45	25.18	26.43	23.34	28.07	27.50	32.67	34.20	30.51	36.06
MnO	1.73	1.75	1.67	1.24	0.70	0.53	0.79	0.61	0.63	0.62	0.64	1.40	0.75	0.93	0.62	0.78
MgO	6.29	7.12	6.21	6.59	10.28	11.40	11.69	11.21	10.12	11.69	10.17	9.88	5.42	4.70	7.45	5.12
CaO	0.22	0.36	0.09	0.33	0.20	0.48	0.39	0.58	0.08	0.25	0.09	0.51	0.13	0.24	0.06	0.05
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.64	0.04	0.99	0.13	0.05	0.08	0.07	0.00	0.00	0.03	0.14	0.26	0.03	0.03	0.00
Si	2.72	2.90	2.68	2.86	2.78	2.93	2.81	2.92	2.65	2.79	2.77	2.76	2.84	2.68	2.78	2.70
Al	1.12	1.05	1.15	1.10	1.14	0.93	1.12	0.95	1.22	1.14	1.17	1.13	1.11	1.18	1.05	1.17
Fe 3+	0.06	0.05	0.17	0.04	0.08	0.14	0.07	0.12	0.13	0.07	0.07	0.11	0.05	0.15	0.17	0.13
Pos. T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al VI	1.26	1.18	1.33	1.25	1.33	1.35	1.25	1.36	1.56	1.44	1.28	1.27	1.44	1.37	1.36	1.36
Fe 3+	0.39	0.51	0.38	0.57	0.24	0.33	0.33	0.32	0.24	0.36	0.37	0.41	0.33	0.35	0.43	0.19
Fe 2+	3.05	2.95	2.99	2.85	2.60	2.23	2.40	2.26	2.37	2.10	2.57	2.51	3.08	3.29	2.78	3.42
Mn 2+	0.17	0.08	0.16	0.12	0.06	0.05	0.07	0.06	0.06	0.12	0.06	0.13	0.07	0.09	0.06	0.07
Mg	1.06	1.21	1.05	1.13	1.67	1.83	1.89	1.79	1.62	1.88	1.66	1.61	0.91	0.80	1.21	0.87
Pos. O	5.93	5.98	5.91	5.92	5.90	5.79	5.94	5.80	5.83	5.85	5.95	5.93	5.84	5.90	5.85	5.90
OH	7.67	7.54	7.77	7.47	7.84	7.81	7.74	7.80	7.89	7.71	7.70	7.70	7.72	7.80	7.74	7.94
O	10.33	10.46	10.23	10.53	10.16	10.19	10.26	10.20	10.11	10.29	10.30	10.30	10.28	10.20	10.26	10.06
T(°C)	301	261	302	268	279	189	295	193	289	257	327	295	209	303	174	299

**Tabla 4.7b.-** Composición, fórmula unidad y temperaturas calculadas de cloritas.

Tipo:	J34f2 Anf	J83b Anf	J83b Anf	J116a Ct	J116a Ct	J135 Biot	J135 Biot	J133a Ct	J130a Ct	J130a Ct	JM114 Ct(*)	JM114 Ct(*)	JM114 Ct(*)	JM114 Ct(*)	JM114 Ct(*)
SiO <sub>2</sub>	38.17	37.26	37.49	37.38	37.67	38.09	37.76	38.54	37.47	38.17	37.02	36.85	36.26	36.89	38.18
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.00	0.00	0.00	0.08	0.06	0.33	0.09	0.17	0.17	0.06	0.04	0.09	0.28	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.40	23.30	23.03	24.10	22.20	23.78	22.44	24.47	21.65	23.29	22.82	22.49	20.79	21.14	25.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.37	11.80	13.24	11.81	14.74	11.70	12.53	11.01	14.28	11.51	13.72	13.88	16.66	15.11	8.99
MnO	0.00	0.26	0.64	0.40	0.10	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.20	0.61	1.10	0.31	0.69
MgO	0.00	0.01	0.05	0.05	0.01	0.04	0.13	0.02	0.22	0.22	0.16	0.00	0.00	0.88	0.17
CaO	23.42	22.96	24.36	23.00	23.42	23.99	23.93	24.23	23.83	23.83	22.40	23.04	22.45	22.85	23.00
Si	3.04	3.03	2.96	3.00	3.01	3.03	3.03	3.03	3.01	3.05	3.00	2.98	2.95	2.97	3.03
Al <sup>+3</sup>	2.39	2.23	2.14	2.28	2.09	2.23	2.12	2.27	2.05	2.19	2.18	2.14	1.99	2.00	2.41
Fe <sup>+3</sup>	0.56	0.72	0.79	0.71	0.89	0.70	0.76	0.65	0.86	0.69	0.84	0.84	1.02	0.91	0.54
Ti <sup>+4</sup>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
Mn <sup>+2</sup>	0.00	0.02	0.04	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.08	0.02	0.05
Mg	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.11	0.02
Ca	2.00	2.00	2.06	1.98	2.00	2.04	2.06	2.04	2.05	2.04	1.95	1.99	1.96	1.97	1.95
Cationes	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Carga	25.05	25.01	24.85	24.99	25.00	24.98	24.97	24.99	24.94	24.99	25.03	24.94	24.92	24.89	25.01
%Ps	19.07	24.44	26.84	23.84	29.76	23.91	26.30	22.31	29.64	23.98	27.75	28.27	33.85	31.33	18.18

Tabla 4.8a.- Composición y fórmula unidad de epidotas. (\*) Sector cloritizado de episienita biotítica.

Tipo:	JM118 Ct	JM118 Ct	JM118 Ct	JM116 Ct	JM37 Ct	J25b2 Ct	J25b2 Ct	J25b2 Ct	J25b2 Ct
SiO2	36.97	36.71	36.86	37.60	36.86	37.48	37.30	37.45	37.35
TiO2	0.22	0.01	0.10	0.25	0.06	0.45	0.23	0.07	0.07
Al2O3	24.76	21.33	22.21	24.04	22.56	21.81	21.99	24.06	23.12
Fe2O3	12.69	15.29	14.74	12.46	14.06	12.55	13.28	10.26	11.83
MnO	0.87	0.49	0.38	1.16	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.61	0.01	0.03	0.04	0.28	0.07	0.04	0.01	0.02
CaO	22.19	23.69	23.64	23.22	22.66	23.71	23.29	23.76	23.13
Si	2.92	2.96	2.95	2.97	2.98	3.05	3.03	3.02	3.04
Al	2.30	2.03	2.10	2.23	2.15	2.09	2.11	2.29	2.22
Fe+3	0.75	0.93	0.89	0.74	0.86	0.77	0.81	0.62	0.72
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00
Mn+2	0.06	0.03	0.03	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.07	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	1.88	2.05	2.03	1.96	1.96	2.06	2.03	2.06	2.02
Cationes	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Carga	24.92	24.88	24.90	24.94	24.98	25.00	25.01	24.97	25.02
%Ps	24.66	31.39	29.76	24.87	28.47	26.87	27.82	21.41	24.63

**Tabla 4.8b.-** Composición y fórmula unidad de epidotas. (\*) Sector cloritizado de episienita biotítica.

Grupo:	JM118 Pyr	JM118 Pyr	JM118 Pyr	JM118 Pyr	J37a3 Ugr	J37a3 Ugr	J37a3 Ugr	J37a3 Ugr
SiO2	35.43	36.62	36.10	36.76	36.06	36.00	36.35	36.50
TiO2	0.26	0.13	0.03	0.16	0.08	0.10	0.05	0.11
Al2O3	19.90	19.39	19.86	20.09	4.86	4.81	5.01	6.70
Cr2O3	0.06	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	2.57	3.72	2.34	3.25	25.29	25.38	24.70	22.41
FeO	2.72	7.53	4.46	9.77	1.43	1.38	0.73	1.51
MnO	34.71	21.46	31.13	17.81	0.74	0.73	0.29	0.58
MgO	0.09	0.18	0.12	0.23	0.03	0.02	0.03	0.06
CaO	4.51	11.83	6.08	13.28	32.36	32.39	33.25	32.63
Total	100.24	100.87	100.14	101.38	100.85	100.81	100.40	100.50
Si	5.80	5.87	5.89	5.83	5.92	5.92	5.97	5.95
Al	0.20	0.13	0.11	0.17	0.08	0.08	0.03	0.05
Pos. T	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Al	3.64	3.54	3.71	3.59	0.86	0.85	0.94	1.24
Ti	0.03	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +3	0.32	0.45	0.29	0.39	3.13	3.14	3.05	2.75
Pos. O	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Fe +2	0.37	1.01	0.61	1.30	0.20	0.19	0.10	0.21
Mn +2	4.81	2.91	4.30	2.39	0.10	0.10	0.04	0.08
Mg	0.02	0.04	0.03	0.05	0.01	0.00	0.01	0.01
Ca	0.79	2.03	1.06	2.26	5.69	5.70	5.85	5.70
Pos. A	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
O	23.92	23.94	23.95	23.92	23.97	23.96	23.99	23.98

Tabla 4.9.- Composición y fórmula unidad de granates.

Tipo:	J37a Px	J37a Px	J37a Px	J37j Px	J99c Anf	Espinar Px	86147-3 Px(eg)	J34f2 Anf	JM127 Cta	JM127 Cta
SiO2	30.19	30.15	30.53	29.80	29.58	29.50	31.33	30.32	29.63	30.45
TiO2	31.97	30.58	29.67	33.44	33.79	33.91	33.47	37.44	36.84	35.53
Al2O3	4.26	5.16	4.44	2.70	2.60	2.66	4.34	1.48	0.90	3.75
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Fe2O3	2.10	2.05	3.89	2.86	2.58	2.61	0.00	1.31	3.03	0.37
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.05	0.00	0.00	0.33
MnO	0.14	0.19	0.05	0.02	0.38	0.18	0.03	0.00	0.19	0.01
MgO	0.04	0.00	0.11	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.09
CaO	28.69	28.69	26.07	27.62	28.30	27.23	24.30	28.12	28.79	28.67
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.26	0.00	0.00	0.00
K2O	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.03	0.04	0.16	0.10
F	-	-	-	-	-	-	0.78	-	-	-
Si	0.99	0.99	1.03	0.99	0.98	0.99	1.04	0.99	0.97	0.98
Ti	0.79	0.75	0.75	0.84	0.84	0.86	0.83	0.92	0.90	0.86
Al	0.16	0.20	0.18	0.11	0.10	0.11	0.17	0.06	0.03	0.14
Fe+3	0.05	0.05	0.10	0.07	0.06	0.07	0.00	0.03	0.07	0.01
Fe+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00
Mn+2	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.01	1.01	0.94	0.99	1.00	0.98	0.86	0.99	1.01	0.99
Cationes	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Carga	9.71	9.68	9.73	9.77	9.74	9.79	9.88	9.89	9.77	9.83

**Tabla 4.10.-** Composición y fórmula unidad de esfenas.

a)

Grupo:	J37a Px	J37j Px	J37j Px	J37j Px	CEC4 Px	86147 Px	86147 Px	JM114 Anf	JM114 Anf
SiO2	0.03	0.22	0.08	0.15	0.06	0.16	0.10	0.01	0.11
TiO2	1.38	0.57	2.22	0.18	0.12	0.02	0.00	0.09	0.09
Al2O3	0.32	0.22	0.19	0.01	0.03	0.12	0.01	0.10	0.65
Cr2O3	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02
Fe2O3	67.05	67.56	65.61	68.69	69.06	67.35	68.72	69.11	68.87
FeO	32.53	31.46	33.25	31.21	31.21	30.61	30.81	31.13	31.57
MnO	0.17	0.10	0.34	0.03	0.21	0.04	0.10	0.01	0.07
MgO	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.05
CaO	0.18	0.42	0.16	0.28	0.01	0.12	0.19	0.18	0.12
TOTAL	101.67	100.55	101.86	100.61	100.72	98.42	99.94	100.68	101.55
Si	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ti	0.04	0.02	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +3	1.91	1.94	1.86	1.98	1.99	1.98	1.99	1.99	1.96
Fe +2	1.03	1.00	1.05	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00
Mn	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Cations	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Carga	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
XMnO+FeO	0.51	0.50	0.52	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
XFe2O3	0.47	0.49	0.45	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.49
XTiO2	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01

b)

Grupo:	J37j Px	J34f2 Anf	J34f2 Anf	J135 Bt	J135 Bt	J126 Bt	J126 Bt	J126 Bt	J126 Bt
SiO2	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01
TiO2	51.86	52.27	52.40	53.57	52.89	54.36	53.04	51.92	54.27
Al2O3	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.04	0.00	0.00	0.01
Cr2O3	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
Fe2O3	2.93	3.73	0.85	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	43.36	43.35	43.69	44.34	43.82	39.72	42.84	38.89	38.70
MnO	3.00	3.36	3.16	2.87	3.50	6.50	3.40	6.67	6.97
MgO	0.00	0.08	0.08	0.16	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.21	0.08	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	101.38	102.86	100.46	100.95	100.60	100.64	99.29	97.52	99.96
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.97	0.97	0.99	1.01	1.00	1.03	1.02	1.01	1.03
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +3	0.06	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe +2	0.90	0.89	0.92	0.93	0.92	0.83	0.91	0.84	0.82
Mn	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.14	0.07	0.15	0.15
Mg	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cationes	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Carga	6.00	6.00	6.00	6.01	6.00	6.06	6.03	6.02	6.06
XMnO+FeO	0.49	0.49	0.50	0.50	0.50	0.49	0.49	0.49	0.48
XFe2O3	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XTiO2	0.49	0.49	0.50	0.50	0.50	0.51	0.51	0.51	0.51

Tabla 4.11.- Composición y fórmula unidad de opacos: a) magnetitas; b) ilmenitas.



***ANEXO 5***

***TABLAS GEOQUIMICA***

a)

MUESTRA	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F	Q	Or	Ab	An	Hy	Mt	Il	Ap	C	Q'	Anor	A	B	Q1	F1	g <sub>0</sub>
V8	75.93	12.55	0.27	0.66	0.01	0.24	0.48	2.77	6.08	0.07	0.10	0.64	35.11	35.99	23.52	1.73	1.47	0.39	0.13	0.23	0.78	36	5	10	19	203	40	2.575
J2	76.41	12.69	0.35	0.65	0.01	0.19	0.66	2.80	4.66	0.06	0.10	0.44	40.85	27.83	23.95	2.67	1.32	0.51	0.11	0.23	2.09	43	9	36	19	236	9	2.570
J83a	71.59	13.61	0.39	1.97	0.04	0.48	1.87	3.40	4.08	0.24	0.17	0.66	31.07	24.47	29.19	8.32	4.24	0.58	0.46	0.39	0.62	33	25	4	47	200	-23	2.625
J34c	73.31	13.66	0.44	1.74	0.04	0.27	1.79	3.27	4.50	0.22	0.22	0.53	32.30	26.59	27.67	7.44	3.22	0.64	0.42	0.51	0.68	34	22	2	40	205	-10	2.630
J37g	74.81	12.60	0.25	1.44	0.03	0.14	1.02	3.12	5.14	0.08	0.11	0.52	34.10	30.61	26.57	4.39	2.73	0.36	0.15	0.25	0.31	36	13	1	27	205	8	2.600
C-5	73.52	13.75	0.33	1.43	0.04	0.43	1.06	3.34	4.50	0.19	0.25	0.63	33.87	26.73	28.41	3.64	3.20	0.48	0.36	0.71	2.07	38	19	28	37	204	-12	2.590
J39a	70.52	13.66	0.53	2.11	0.04	0.68	1.63	3.08	4.66	0.29	0.16	1.03	29.34	27.54	26.06	7.04	4.73	0.77	0.55	0.37	0.97	34	20	12	57	193	0	2.630
J28	70.62	14.33	0.96	1.71	0.02	0.54	2.20	3.15	4.75	0.28	0.16	0.86	28.32	28.19	26.74	9.92	3.28	1.39	0.53	0.37	0.39	30	26	0	40	189	-1	2.650
JM153	68.90	15.17	0.50	2.36	0.02	0.68	1.79	3.25	5.25	0.34	0.32	0.83	24.58	31.20	27.67	6.84	5.11	0.72	0.65	0.74	1.66	27	18	18	60	166	6	2.650
JM120	68.28	15.26	0.49	2.49	0.10	0.94	1.87	3.52	4.75	0.30	0.32	1.00	23.56	28.25	29.96	7.24	6.24	0.71	0.57	0.74	1.71	26	20	18	68	164	-13	2.645
JM157	70.59	14.46	0.45	1.95	0.04	0.48	1.46	3.37	4.89	0.25	0.26	0.48	27.86	28.90	28.51	5.55	4.07	0.65	0.47	0.60	1.59	32	16	19	48	179	-5	2.630
J11	72.28	13.95	0.83	1.58	0.04	1.03	1.55	2.73	4.18	0.33	0.22	0.91	35.48	24.82	23.19	6.30	4.33	1.20	0.63	0.51	2.64	40	20	41	62	224	1	2.580
J29	67.78	15.59	0.64	3.31	0.05	1.55	3.47	2.76	3.26	0.56	0.30	0.54	28.19	19.32	23.44	15.31	8.60	0.93	1.06	0.70	1.91	33	44	24	99	218	-20	2.670
J30	67.15	15.83	0.69	2.50	0.05	1.16	3.12	3.16	2.86	0.49	0.25	0.67	29.22	17.26	27.33	14.13	6.31	1.01	0.95	0.60	2.51	33	45	36	97	209	-41	2.670
J32e	70.16	15.41	0.53	2.41	0.04	1.02	2.25	2.86	3.59	0.44	0.27	0.95	32.74	21.22	24.20	9.40	5.88	0.77	0.84	0.63	3.38	37	31	54	72	221	-16	2.650

b)

<b>Epislenitas piroxénicas:</b>	<b>Epislenitas biotíticas:</b>	<b>JM157.- JM131b</b>	<b>J11.- J9</b>
		<b>J39a.- J39g, J39h</b>	<b>J29.- J18</b>
<b>J37g.- J37a, J37j</b>	<b>JM153.- JM150</b>	<b>J28.- J25b2, J25</b>	
<b>C5.- CEC1, CEC3, CEC4</b>	<b>JM120.- JM114</b>	<b>J30.- J21</b>	
		<b>J32e.- J32a</b>	
<b>Epislenitas anfibólicas:</b>	<b>Epislenitas cloríticas:</b>	<b>Microclinitas:</b>	
<b>J37g.- J99c</b>	<b>J83a.- J84a, J117a2</b>		
<b>J34c.- J34f2</b>	<b>V8, J2.- V6, J1</b>	<b>J37g.- J37h2</b>	
<b>J83a.- J83b</b>	<b>JM153.- JM37</b>	<b>J34c.- J34a</b>	

**Tabla 5.1.-** a) Parámetros geoquímicos no normalizados a volumen de granitoides. b) Correspondencia granitoides-epislenitas, por tipos de epislenitas.

a) MUESTRA	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F	Q1	F1
V8	68.26	11.28	.24	.59	.00	.22	.43	2.49	5.47	.06	.09	.58	232	21
J2	68.39	11.36	.31	.58	.01	.17	.59	2.51	4.17	.05	.09	.39	210	8
J83a	65.60	12.47	.36	1.81	.04	.44	1.71	3.12	3.74	.22	.16	.60	182	-21
J34c	67.18	12.52	.40	1.59	.03	.25	1.64	3.00	4.12	.20	.20	.49	188	-9
J37g	67.77	11.41	.23	1.30	.03	.13	.92	2.83	4.66	.07	.10	.47	185	7
C5	66.35	12.41	.30	1.29	.04	.39	.96	3.01	4.06	.17	.23	.57	184	-10
J39a	64.62	12.52	.49	1.93	.04	.62	1.49	2.82	4.27	.27	.15	.94	176	0
J28	65.21	13.23	.89	1.58	.02	.50	2.03	2.91	4.39	.26	.15	.79	175	-1
JM153	63.62	14.01	.46	2.18	.02	.63	1.65	3.00	4.85	.31	.30	.77	154	5
JM120	63.05	14.09	.45	2.30	.04	.87	1.73	3.25	4.39	.28	.30	.92	151	-12
JM157	64.69	13.25	.41	1.79	.02	.44	1.34	3.09	4.48	.23	.24	.44	164	-5
J11	64.98	12.54	.75	1.42	.04	.93	1.39	2.45	3.76	.30	.20	.82	201	1
J29	63.06	14.50	.60	3.08	.05	1.44	3.23	2.57	3.03	.52	.28	.50	203	-19
J30	62.47	14.73	.64	2.33	.02	1.08	2.90	2.94	2.66	.46	.23	.62	194	-38
J32e	64.78	14.23	.49	2.23	.04	.94	2.08	2.64	3.31	.41	.25	.88	204	-15

b) MUESTRA	Ba	Cu	Ga	Nb	Rb	Sr	Th	Y	Zn	Zr	Pb
V8	115	6	12	<5	229	34	10	29	23	57	--
J2	75	11	21	7	188	41	20	41	25	17	40
J83a	348	22	18	8	167	93	8	27	50	107	--
J34c	345	10	27	8	186	76	13	37	44	75	--
J37g	99	12	10	7	248	28	17	34	37	101	--
C-5	150	<5	14	12	284	58	6	17	52	82	--
J39a	507	8	16	11	169	93	17	22	55	172	--
J28	441	<5	14	6	189	105	16	35	46	156	--
JM153	1105	10	34	13	155	120	14	32	63	214	--
JM120	874	23	36	12	134	128	17	32	722	159	--
JM157	724	8	51	10	188	84	16	30	61	171	--
J11	399	7	21	15	220	81	21	39	53	116	37
J29	626	15	21	7	131	140	8	26	61	131	29
J30	613	10	23	13	144	103	11	26	68	100	11
J32e	591	3	21	10	135	177	12	27	56	88	29

c) MUESTRA	Ba	Cu	Ga	Nb	Rb	Sr	Th	Y	Zn	Zr	Pb
V6	103	5	10	<5	205	30	8	26	20	51	-
J2	66	9	18	6	167	36	17	36	22	15	35
J83a	318	20	16	7	153	85	7	24	45	98	-
J34c	316	9	24	7	170	69	11	33	40	68	-
J37g	89	10	9	6	224	25	15	30	33	91	-
C5	135	<5	12	10	256	52	5	15	47	74	-
J39a	464	7	14	10	154	85	15	20	50	157	-
J28	407	<5	12	5	174	96	14	32	42	144	-
JM153	1020	9	31	12	143	110	12	29	58	197	-
JM120	807	21	33	11	123	118	15	29	666	146	-
JM157	663	7	46	9	172	76	14	27	55	156	-
J11	259	6	18	13	197	72	18	35	47	104	33
J29	582	13	19	6	121	130	7	24	56	121	26
J30	329	13	21	10	115	182	11	24	53	94	21
J32e	546	2	19	9	124	163	11	24	51	81	26

**Tabla 5.2.-** a) Mayores de granitoides normalizados a 34.84 ml b) Menores de granitoides sin normalizar. c) Menores de granitoides normalizados a 34.84 ml.

a) MUESTRA	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	$\Sigma TR$	$\Sigma TR_v$
V8	12.04	37.49	11.71	3.60	0.25	3.35	3.67	2.24	2.27	0.41	77.03	69.11
J83a	19.00	43.85	16.65	4.29	0.63	3.58	3.73	2.15	2.33	0.43	96.64	88.39
J34c	20.66	47.70	20.72	5.47	0.67	5.02	5.28	2.94	3.12	0.57	112.15	102.77
J37g	22.68	54.52	23.49	6.15	0.32	5.27	5.01	2.72	2.67	0.50	123.33	111.73
C-5	18.58	40.00	17.41	4.47	0.41	3.85	3.27	1.82	1.78	0.31	91.90	82.93
J39a	40.27	89.66	34.95	6.80	0.89	4.91	3.56	1.82	1.67	0.25	184.78	169.33
J28	32.96	74.97	32.77	7.47	0.82	6.27	5.35	2.77	2.58	0.49	166.45	153.69
JM153	49.22	96.78	42.91	9.06	1.15	6.78	5.30	2.57	2.38	0.42	216.57	199.97
JM120	38.56	76.31	35.27	7.67	1.03	6.43	5.26	2.56	2.41	0.41	175.91	162.12
JM157	38.33	77.42	34.74	7.87	0.92	6.73	5.36	2.70	2.49	0.42	176.98	162.18

b) MUESTRA	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	La/Yb	Eu/Eu*	Ce/Ce*
V8	51	61	25	25	5	17	15	14	14	17	3.64	0.24	1.71
J83a	81	71	36	30	12	18	15	13	14	18	5.79	0.52	1.31
J34c	87	77	45	39	12	26	22	18	19	23	4.58	0.38	1.23
J37g	96	88	51	43	6	27	21	17	16	21	6.00	0.18	1.26
C-5	79	65	38	31	8	20	14	11	11	13	7.18	0.32	1.19
J39a	171	145	76	48	16	25	15	11	10	10	17.10	0.46	1.27
J28	140	121	71	53	15	32	22	17	16	20	8.75	0.36	1.21
JM153	209	156	93	64	21	35	22	16	14	17	14.93	0.44	1.12
JM120	163	123	76	54	19	33	22	16	15	17	10.87	0.45	1.11
JM157	162	125	75	55	17	34	22	17	15	17	10.80	0.39	1.13

**Tabla 5.3.-** a) T.R. de granitoides sin normalizar;  $\Sigma TR$ .- Sumatorio de éstas;  $\Sigma TR_v$ .- Sumatorio de análisis normalizados a 34.84cc. b) T.R. de granitoides normalizadas al condrito CI.

a)	MUESTRA	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F.	g.
1.-	V6	60.40	19.32	1.23	2.17	.06	1.18	1.61	5.30	6.58	.32	.22	1.52	2.550
	J1	61.56	19.27	.91	1.71	.05	.93	1.99	5.36	5.60	.19	.22	1.20	2.540
	J39g	60.42	17.98	2.18	1.77	.04	2.41	.77	5.50	5.69	.40	.22	2.26	2.555
	J39h	60.42	21.53	1.01	1.72	.03	.88	.30	6.09	5.32	.29	.25	1.99	2.600
	J25b2	58.24	19.73	1.66	1.80	.05	1.06	3.59	5.59	4.83	.34	.20	1.76	2.650
	JM37	58.37	18.98	2.45	2.03	.07	1.18	3.22	4.99	5.14	.46	.40	2.08	2.580
	JM131b	59.96	20.07	.97	2.30	.10	.85	.97	4.87	6.60	.35	.39	1.97	2.575
	J21	62.71	17.78	1.68	1.42	.06	2.11	.30	5.36	4.70	.42	.25	1.78	2.490
	J25	60.56	20.10	1.36	1.58	.03	.88	1.85	5.36	5.60	.33	.24	1.39	2.630
	J32a	59.95	19.24	2.14	1.87	.05	1.97	.29	4.56	6.50	.63	.32	2.43	2.440
	J84a	62.95	18.57	1.56	1.49	.04	.69	1.27	6.25	5.01	.32	.22	1.17	2.610
	J117a2	61.99	18.76	.57	1.46	.05	.76	1.73	6.12	5.41	.30	.29	1.23	2.610

2.-	JM150	58.90	19.06	1.09	3.49	.10	1.35	2.90	3.97	5.62	.44	.39	1.95	2.650
	JM114	59.67	18.60	1.31	2.95	.88	1.37	2.20	5.05	4.97	.40	.38	1.37	2.640

3.-	J83b	61.54	18.67	1.02	2.66	.05	.83	1.87	6.44	4.69	.40	.25	.99	2.625
	J34f2	61.29	19.20	1.14	2.07	.05	.75	2.77	5.95	4.51	.35	.30	.78	2.630
	J99c	65.09	18.28	1.50	1.05	.06	.35	1.11	7.08	3.72	.17	.13	1.13	2.620

4.-	J37a	62.19	18.21	1.66	2.08	.07	.24	3.99	7.50	2.67	.11	.14	.72	2.660
	J37j	63.89	18.89	1.14	1.22	.03	.17	1.63	7.39	4.49	.11	.11	.59	2.600
	CEC1	65.74	16.57	1.64	.55	.10	.64	1.47	8.55	2.16	.22	.30	.47	2.600
	CEC3	64.06	15.53	3.20	.09	1.41	.89	2.38	6.24	5.12	.30	.48	.61	2.660
	CEC4	64.29	17.17	2.31	.73	.10	.65	.86	6.94	5.42	.25	.34	.44	2.590

5.-	J34a	65.04	18.00	.73	.01	.00	.20	.05	.51	13.48	.05	.17	1.81	2.340
	J37h2	63.20	18.92	1.18	.92	.01	.19	.91	4.98	8.23	.10	.17	.74	2.600
	J9	60.46	19.67	.70	2.33	.07	.64	.21	3.19	9.85	.33	.22	1.51	2.540
	J18	59.80	18.19	1.12	2.97	.06	2.62	1.38	3.32	6.80	.67	.32	2.10	2.600

b)	MUESTRA	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F.	Q1	F1
1.-	V6	53.67	17.17	1.09	1.93	.05	1.05	1.43	4.71	5.85	.28	.20	1.35	22	-28
	J1	54.48	17.05	.81	1.51	.04	.82	1.76	4.74	4.96	.17	.19	1.06	44	-48
	J39g	53.89	16.04	1.94	1.58	.04	2.15	.69	4.91	5.08	.36	.20	2.02	33	-51
	J39h	54.74	19.50	.91	1.56	.03	.80	.27	5.52	4.82	.26	.23	1.80	23	-75
	J25b2	53.78	18.22	1.53	1.66	.05	.98	3.31	5.16	4.46	.31	.18	1.63	37	-71
	JM37	52.47	17.06	2.20	1.82	.06	1.06	2.89	4.49	4.62	.41	.36	1.87	48	-46
	JM131b	53.90	18.04	.87	2.07	.09	.76	.87	4.38	5.93	.31	.35	1.77	32	-16
	J21	54.41	15.43	1.46	1.23	.05	1.83	.26	4.65	4.08	.36	.22	1.54	66	-64
	J25	55.50	18.42	1.25	1.45	.03	.81	1.70	4.91	5.13	.30	.22	1.27	40	-50
	J32a	50.97	16.36	1.82	1.59	.04	1.67	.25	3.88	5.53	.54	.27	2.07	40	-9
	J84a	57.25	16.89	1.42	1.36	.04	.63	1.15	5.68	4.56	.29	.20	1.06	30	-86
	J117a2	56.37	17.06	.52	1.33	.05	.69	1.57	5.57	4.92	.27	.26	1.12	31	-76
2.-	JM150	54.39	17.60	1.01	3.22	.09	1.25	2.68	3.67	5.19	.41	.36	1.80	74	-8
	JM114	54.89	17.11	1.21	2.71	.81	1.26	2.02	4.65	4.57	.37	.35	1.26	58	-53
3.-	J83b	56.39	17.11	.93	2.44	.05	.76	1.71	5.90	4.30	.37	.23	.91	30	-98
	J34f2	56.16	17.59	1.04	1.90	.05	.69	2.54	5.45	4.13	.32	.27	.71	47	-88
	J99c	59.42	16.69	1.37	.96	.05	.32	1.01	6.46	3.40	.16	.12	1.03	48	-136
4.-	J37a	57.64	16.88	1.54	1.93	.06	.22	3.70	6.95	2.47	.10	.13	.67	43	-170
	J37j	57.88	17.11	1.03	1.11	.03	.15	1.48	6.69	4.07	.10	.10	.53	19	-130
	CEC1	59.56	15.01	1.49	.50	.09	.58	1.33	7.75	1.96	.20	.27	.43	39	-209
	CEC3	59.37	14.39	2.97	.08	1.31	.82	2.21	5.78	4.75	.28	.44	.57	42	-86
	CEC4	58.02	15.49	2.08	.66	.09	.59	.78	6.26	4.89	.23	.31	.40	16	-98
5.-	J34a	53.03	14.68	.60	.01	.00	.16	.04	.42	10.99	.04	.14	1.48	46	220
	J37h2	57.25	17.14	1.07	.83	.01	.17	.82	4.51	7.46	.09	.15	.67	13	13
	J9	53.51	17.41	.62	2.06	.06	.57	.19	2.82	8.72	.29	.19	1.34	21	94
	J18	54.17	16.48	1.01	2.69	.05	2.37	1.25	3.01	6.16	.61	.29	1.90	79	37

**Tabla 5.4.-** a) Mayores sin normalizar de episienitas. Se dividen en función del tipo petrográfico en cinco bloques: 1.- Cloríticas; 2.- Biotíticas; 3.- Anfibólicas; 4.- Piroxénicas y 5.- Microclinitas. b) Mayores normalizados a 34.84 ml y valores de Q1, F1 de Cathelineau (1985).

MUESTRA	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F.
1.- V6	57.74	18.47	1.17	2.07	0.06	1.13	1.54	5.06	6.29	0.31	0.21	1.45
J1	59.16	18.52	0.79	1.65	0.05	0.89	1.91	5.15	5.38	0.18	0.21	1.15
J39g	58.03	17.26	2.10	1.70	0.04	2.32	0.74	5.28	5.46	0.38	0.21	2.17
J39h	58.94	21.00	0.98	1.67	0.03	0.86	0.29	5.94	5.19	0.28	0.24	1.94
J25b2	58.48	19.81	1.67	1.81	0.05	1.06	3.60	5.62	4.85	0.34	0.20	1.77
JM37	56.77	18.46	2.39	1.97	0.07	1.15	3.13	4.85	5.00	0.44	0.39	2.02
JM131b	58.39	19.54	0.95	2.24	0.10	0.83	0.95	4.74	6.43	0.34	0.38	1.92
J21	59.33	16.81	1.59	1.34	0.06	2.00	0.28	5.07	4.45	0.40	0.23	1.69
J25	60.08	19.95	1.35	1.57	0.03	0.88	1.83	5.32	5.56	0.33	0.24	1.38
J32a	54.82	17.59	1.96	1.71	0.05	1.80	0.27	4.17	5.94	0.58	0.29	2.22
J84a	61.81	18.24	1.53	1.47	0.04	0.67	1.25	6.14	4.92	0.31	0.22	1.15
J117a2	61.43	18.58	1.50	1.45	0.05	0.75	1.71	6.06	5.36	0.29	0.28	1.22
2.- JM150	58.90	19.00	1.09	3.49	0.10	1.35	2.90	3.97	5.62	0.44	0.39	1.95
JM114	59.52	18.55	1.31	2.95	0.88	1.36	2.20	5.03	4.95	0.40	0.38	1.36
3.- J83b	60.86	18.46	1.01	2.63	0.05	0.82	1.85	6.37	4.64	0.39	0.25	0.98
J34f2	60.89	19.07	1.13	2.06	0.05	0.75	2.75	5.91	4.48	0.34	0.30	0.78
J99c	64.08	18.01	1.48	1.03	0.06	0.34	1.09	6.98	3.66	0.17	0.13	1.11
4.- J37a	62.22	18.22	1.66	2.08	0.07	0.24	3.99	7.50	2.67	0.11	0.14	0.72
J37j	62.43	18.45	1.11	1.19	0.03	0.17	1.60	7.23	4.39	0.11	0.11	0.57
CEC1	65.06	16.40	1.63	0.55	0.10	0.63	1.45	8.46	2.13	0.21	0.29	0.47
CEC3	63.62	15.42	3.18	0.09	1.40	0.89	2.36	6.20	5.08	0.30	0.48	0.61
CEC4	62.69	16.74	2.25	0.71	0.10	0.63	0.83	6.76	5.29	0.24	0.33	0.43
5.- J34a	57.19	15.83	0.38	0.24	0.00	0.18	0.04	0.45	11.85	0.04	0.15	1.59
J37h2	61.82	18.51	1.16	0.90	0.01	0.19	0.89	4.87	8.05	0.10	0.17	0.72
J9	57.99	18.86	0.47	2.24	0.07	0.62	0.20	3.06	9.45	0.31	0.21	1.45
J18	58.83	17.90	1.10	2.92	0.06	2.58	1.36	3.26	6.69	0.65	0.31	2.06

Tabla 5.5.- Elementos mayores de episienitas normalizados a 37.45 cc.

FACTOR	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F	Déf.
-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
$f''_{I,j}$	.947	.287	.024	.027	.002	.016	.025	.087	.082	.005	.004	.023	.065
$S_I = 62.7212$													
$f_{I,j}$	59.37	18.03	1.53	1.68	0.14	0.98	1.59	5.44	5.17	0.33	0.26	1.42	4.07
$f''_{II,j}$	-.071	.018	.034	.035	-.015	.079	-.110	-.165	.134	.023	.004	.109	.957
$S_{II} = 96.5998$													
$f_{II,j}$	-6.83	1.75	3.24	3.41	-1.42	7.67	-10.59	-15.89	12.97	2.26	0.43	10.54	92.46
$f''_{III,j}$	-.192	.598	-.158	.261	-.028	.057	.036	-.373	.566	.017	.000	.116	-.188
$S_{III} = 140.4761$													
$f_{III,j}$	-26.93	83.96	-22.23	36.59	-3.92	8.05	5.10	-52.38	79.44	2.33	0.05	16.27	-26.35
$f''_{IV,j}$	-.123	.410	.060	.334	-.041	.104	.542	.117	-.584	.035	.011	.171	.103
$S_{IV} = 87.8316$													
$f_{IV,j}$	-10.80	36.01	5.24	29.32	-3.61	9.13	47.59	10.31	-51.27	3.05	0.96	14.99	9.07
$f''_{V,j}$	.132	-.493	.317	.257	.178	.215	.541	-.365	.241	.045	.064	-.049	-.047
$S_V = 96.4854$													
$f_{V,j}$	12.75	-47.58	30.61	24.80	17.17	20.76	52.18	-35.24	23.24	4.35	6.20	-4.71	-4.54
$f''_{VI,j}$	-.053	.168	.718	-.329	.091	.143	-.194	-.068	-.030	.055	.046	.504	-.119
$S_{VI} = 107.2552$													
$f_{VI,j}$	-5.68	17.98	77.00	-35.27	9.81	15.36	-20.78	-7.31	-3.20	5.88	4.94	54.09	-12.80
$f''_{VII,j}$	.068	-.147	-.145	.461	.028	.633	-.503	-.070	-.217	.073	.019	.126	-.112
$S_{VII} = 464.7027$													
$f_{VII,j}$	31.38	-68.17	-67.34	214.25	13.11	294.14	-233.70	-32.56	-100.72	33.84	9.03	58.69	-51.93
$f''_{VIII,j}$	-.105	.130	-.006	-.349	-.059	.677	.225	.434	.258	-.000	-.040	-.281	.042
$S_{VIII} = 107.8819$													
$f_{VIII,j}$	-11.30	14.00	-.66	-37.69	-6.41	73.03	24.27	46.87	27.88	-.01	-4.27	-30.28	4.55
$f''_{IX,j}$	-.090	.034	.496	.539	-.132	-.203	-.176	.480	.233	.008	.023	-.278	.031
$S_{IX} = 103.6368$													
$f_{IX,j}$	-9.30	3.49	51.44	55.91	-13.71	-21.08	-18.23	49.74	24.17	.81	2.35	-28.82	3.24
$f''_{X,j}$	-.044	.240	.081	-.029	.817	-.012	-.127	-.099	-.145	.049	.133	-.443	.041
$S_X = 215.8784$													
$f_{X,j}$	-9.47	51.78	17.59	-6.26	176.47	-2.65	-27.49	-21.40	-31.30	10.63	28.69	-95.53	8.94

**Tabla 5.6.-** Marcadores no escalados ( $f''_{k,j}$ ), factores de escala ( $S_k$ ) y marcadores composicionales ( $f_{k,j}$ ) iniciales. El modelo elegido sólo tiene en cuenta los cuatro primeros factores.

a)	MUESTRA	FI	FII	FIII	FIV	h <sup>2</sup> <sub>i,k</sub>	FV	FVI	FVII	FVIII	FIX	FX	h <sup>2</sup> <sub>i,K</sub>
1.-	V6.-	.9996	.0125	.0235	-.0027	.9999	-.0012	-.0040	-.0015	.0053	.0043	-.0009	1.0000
	J1.-	.9998	.0135	.0077	.0036	.9999	-.0041	-.0119	-.0062	.0026	-.0058	.0015	1.0000
	J39g.-	.9995	.0110	.0005	-.0075	.9992	.0045	.0171	.0201	.0091	.0011	-.0069	1.0000
	J39h.-	.9983	-.0189	.0324	.0081	.9981	-.0409	.0119	.0057	.0014	.0029	.0066	1.0000
	J25b2.-	.9975	-.0534	.0280	.0307	.9996	.0026	.0095	-.0125	.0088	-.0043	-.0021	1.0000
	JM37.-	.9992	-.0077	.0181	.0259	.9995	.0139	.0149	-.0109	.0031	.0005	-.0028	1.0000
	JM131b.-	.9991	-.0053	.0401	-.0045	.9999							
	J21.-	.9984	.0441	-.0247	-.0080	.9994	-.0024	.0034	.0196	.0009	-.0079	-.0009	1.0000
	J25.-	.9988	-.0387	.0277	.0041	.9999	-.0092	.0064	-.0038	.0025	-.0030	.0025	1.0000
	J32a.-	.9957	.0898	.0121	-.0033	.9996	-.0065	.0132	.0071	.0048	.0033	.0013	1.0000
	J84a.-	.9994	-.0321	-.0079	-.0077	.9999	-.0050	.0004	.0027	-.0030	.0017	-.0013	1.0000
	J117a2.-	.9994	-.0317	.0033	-.0058	.9998	-.0069	-.0096	-.0005	.0018	-.0060	-.0030	1.0000
2.-	JM150.-	.9974	-.0454	.0449	.0180	.9992	.0212	-.0024	.0118	-.0114	-.0050	-.0047	1.0000
	JM114.-	.9985	-.0447	.0199	.0114	.9995	.0129	-.0019	.0144	-.0061	-.0003	.0092	1.0000
3.-	J83b.-	.9989	-.0416	.0009	.0079	.9996	-.0028	-.0117	.0089	-.0028	.0079	-.0009	1.0000
	J34f2.-	.9987	-.0458	.0058	.0161	.9998	.0006	-.0094	-.0036	.0008	-.0012	.0024	1.0000
	J99c.-	.9984	-.0442	-.0325	-.0054	.9998	-.0119	-.0006	.0042	-.0079	-.0025	-.0016	1.0000
4.-	J37a.-	.9962	-.0732	-.0286	.0349	.9998	.0059	-.0111	-.0099	-.0011	.0038	-.0022	1.0000
	J37j.-	.9990	-.0335	-.0209	-.0016	.9996	-.0152	-.0111	-.0071	.0020	.0047	.0013	1.0000
	CEC1.-	.9962	-.0426	-.0750	-.0005	.9999	.0380	.0150	-.0066	.0026	-.0050	.0071	1.0000
	CEC3.-	.9957	-.0640	-.0423	-.0309	.9983	-.0086	-.0086	.0061	.0008	-.0009	-.0016	1.0000
	CEC4.-	.9987	-.0237	-.0329	-.0284	.9999	.0031	.0011	-.0017	.0038	.0093	-.0008	1.0000
5.-	J34a.-	.9804	.1576	.0476	-.0927	.9969							
	J37h2.-	.9984	-.0182	.0251	-.0439	.9997	.0028	-.0044	-.0137	.0005	.0006	-.0022	1.0000
	J9.-	.9961	.0345	.0666	-.0455	.9999	.0036	-.0095	-.0034	-.0061	.0022	-.0014	1.0000
	J18.-	.9980	.0135	.0077	.0036	.9981							
	CPN.-	.9945	.0031	.0011	.0007								
b)	MUESTRA	FI	FII	FIII	FIV		MUESTRA	FI	FII	FIII	FIV		
1.-	V6.-	.9836	.0080	.0103	-.0019		3.-	J83b.-	1.0215	-.0276	.0004	.0058	
	J1.-	.9854	.0087	.0034	.0025			J34f2.-	1.0159	-.0302	.0026	.0117	
	J39g.-	.9980	.0071	.0002	-.0053			J99c.-	1.0495	-.0302	-.0152	-.0041	
	J39h.-	.9921	-.0122	.0144	.0057		4.-	J37a.-	1.0368	-.0494	-.0133	.0260	
	J25b2.-	1.0002	-.0348	.0125	.0220			J37j.-	1.0333	-.0225	-.0097	-.0012	
	JM37.-	.9788	-.0049	.0079	.0181			CEC1.-	1.0903	-.0455	-.0207	-.0242	
	JM131b.-	.9889	-.0034	.0177	-.0032			CEC3.-	1.0658	-.0296	-.0358	-.0004	
	J21.-	.9883	.0283	-.0109	-.0057			CEC4.-	1.0530	-.0162	-.0155	-.0213	
	J25.-	1.0100	-.0254	.0125	.0030		5.-	J34a.-	.9447	.0986	.0205	-.0638	
	J32a.-	.9420	.0551	.0051	-.0022			J37h2.-	1.0331	-.0123	.0116	-.0325	
	J84a.-	1.0308	-.0215	-.0036	-.0057			J9.-	.9806	.0221	.0293	-.0320	
	J117a2.-	1.0238	-.0211	.0015	-.0042			J18.-	.9986	-.0085	.0187	-.0088	
2.-	JM150.-	.9966	-.0295	.0201	.0129								
	JM114.-	1.0122	-.0294	.0090	.0082								

**Tabla 5.7.-** a).- Cargas ( $a'_{i,k}$ ) del modelo factorial inicial. Se eligen los cuatro primeros factores como representativos de la población.  $h^2_{i,k}$  son las comunalidades calculadas para los cuatro primeros factores, en primer lugar, y para los 10 factores iniciales, en segundo lugar. CPN son las proporciones acumulativas para cada factor. b).- Cargas composicionales ( $a_{i,k}$ ) sobre los cuatro factores elegidos.



a)

	MUESTRA	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	TR	TR <sub>n</sub>
1.-	V6	42.22	95.41	39.89	10.39	0.91	8.95	9.26	5.59	6.65	1.51	220.78	196.31
	J39G	49.64	109.20	44.62	9.32	1.13	7.30	5.97	3.18	2.97	0.52	233.85	208.08
	J39H	44.40	91.82	40.16	8.26	0.88	6.42	5.47	2.91	2.78	0.49	203.59	184.51
	J25B2	46.14	96.75	45.15	10.36	1.08	8.61	7.69	4.01	3.85	0.84	224.48	207.27
	JM37	53.70	101.80	48.18	10.04	1.25	8.17	6.36	3.12	2.94	0.54	236.10	211.46
	JM131B	35.92	82.75	34.65	7.82	0.83	5.85	5.14	2.66	2.72	0.50	178.84	160.44
	J84A	30.34	64.48	27.25	7.02	0.92	6.35	6.97	3.94	4.01	0.75	152.03	138.23
	J117A2	31.73	62.32	28.20	7.08	0.71	6.00	6.22	3.38	3.61	0.66	149.91	136.30
2.-	JM150	57.93	107.44	49.03	10.72	1.34	8.19	6.66	3.17	2.79	0.41	247.68	228.69
	JM114	48.17	93.29	42.59	9.30	1.17	7.69	6.47	3.21	3.20	0.57	215.66	198.34
3.-	J83B	37.88	86.02	34.12	8.06	0.94	6.94	6.44	3.48	3.67	0.72	188.27	172.20
	J34F2	27.69	63.27	27.80	7.31	0.85	6.65	6.60	3.62	3.73	0.71	148.23	135.83
	J99C	36.39	67.36	32.36	7.59	0.71	6.15	5.58	2.95	3.21	0.87	163.17	147.03
4.-	J37A	38.06	69.68	38.62	9.90	0.55	8.78	8.22	4.40	4.35	0.79	183.35	169.42
	J37J	34.69	69.14	35.03	8.94	0.48	8.10	7.53	4.02	3.80	0.60	172.33	151.14
	CEC1	23.99	50.37	22.23	5.69	0.48	4.77	4.56	2.43	2.58	0.42	117.52	106.48
	CEC3	23.88	51.89	23.35	5.92	0.46	5.12	4.99	2.71	2.83	0.48	121.63	113.03
	CEC4	28.14	55.87	26.75	6.76	0.58	5.95	5.83	2.97	3.21	0.46	136.52	123.20
5.-	J34A	12.40	27.98	11.10	2.36	0.27	1.67	1.34	0.88	0.92	0.14	59.06	48.16
	J37H2	36.53	69.55	38.78	10.10	0.47	8.34	7.52	3.85	3.77	0.62	179.53	162.64

b)

	MUESTRA	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	La/Yb	Ce/Ce'	Eu/Eu'
1.-	V6	179	154	86	73	17	46	38	35	40	62	4.43	1.24	0.30
	J39G	210	176	97	66	21	37	25	20	18	21	11.94	1.24	0.42
	J39H	188	148	86	58	16	33	23	18	17	20	10.94	1.16	0.37
	J25B2	196	156	98	73	20	44	32	25	23	35	8.52	1.13	0.35
	JM37	228	164	104	71	23	42	26	20	18	22	12.94	1.07	0.42
	JM131B	152	134	75	55	15	30	21	17	16	21	9.31	1.26	0.38
	J84A	129	104	59	49	17	32	29	25	24	31	5.33	1.20	0.43
	J117A2	134	101	61	50	13	31	26	21	22	27	6.09	1.11	0.34
2.-	JM150	245	174	106	75	25	42	28	20	17	17	14.47	1.08	0.45
	JM114	204	151	92	65	22	39	27	20	19	23	10.74	1.09	0.44
3.-	J83B	161	139	74	57	17	35	27	22	22	30	7.32	1.27	0.38
	J34F2	117	102	60	51	16	34	27	23	22	29	5.32	1.22	0.38
	J99C	154	109	70	53	13	31	23	18	19	36	8.16	1.05	0.31
4.-	J37A	161	113	84	70	10	45	34	28	26	33	6.07	0.97	0.17
	J37J	147	112	76	63	9	41	31	25	23	25	6.43	1.06	0.17
	CEC1	102	81	48	40	9	24	19	15	16	17	6.38	1.17	0.29
	CEC3	101	84	51	42	8	26	21	17	17	20	5.78	1.17	0.26
	CEC4	119	90	58	48	11	30	24	19	19	19	6.26	1.17	0.29
5.-	J34A	53	45	24	17	5	9	6	6	6	6	9.40	1.27	0.37
	J37H2	155	112	84	71	9	43	31	24	23	26	6.80	0.98	0.16

**Tabla 5.11.-** a) TR sin normalizar; TR es el sumatorio de TR sin normalizar; TR<sub>n</sub> es el sumatorio de TR normalizadas a un volumen de 34.84 ml. b) T.R. normalizadas al condrito (datos originales sin normalizar).

***ANEXO 6***

***LAMINAS FOTOGRAFICAS***

## **LAMINA I**

A) Aspecto tabular de una episienita clorítica.

B) Contacto irregular entre una episienita anfibólica (sector derecho) y un monzogranito, con ausencia de contraste cromático.

C) Detalle del anterior contacto donde se aprecia la transición neta entre el monzogranito (parte superior) y la episienita. Esta última muestra una elevada tasa de deformación (cataclasis) aunque mantiene el porfirismo heredado del monzogranito.

D) Detalle de una episienita clorítica con grietas de tensión rellenas de máficos (epidota y clorita).

E) Detalle de la episienita de la fotografía C, donde se puede apreciar la conservación de un enclave microgranular, también episienitizado.



## **LAMINA II**

- a) Aspecto de detalle de la textura "granítica" de una episienita anfibólica incipientemente cloritizada.
- b) Frente de avance de un proceso de cloritización sobre una episienita anfibólica. Aparte de los tonos rosados, puede observarse la creciente turbidez de los feldespatos.
- c) Vista de un proceso de episienitización sobre un pórfido granitoideo y un monzogranito. GR.- Monzogranito; P.- Pórfido; GR<sub>EP</sub>.- Monzogranito episienitizado; P<sub>EP</sub>.- Pórfido episienitizado.
- d) Aspecto macroscópico de una episienita clorítica oquerosa, parcialmente silicificada.
- e) Aspecto de campo del desarrollo de una episienita sobre un dique microdiorítico y el monzogranito encajante. M.- Microdiorita; M<sub>EP</sub>.- Microdiorita episienitizada; GR<sub>EP</sub>.- Monzogranito episienitizado.





### **LAMINA III**

A) Crecimiento epitaxial de piroxenos egirínicos (drusa). Los espacios intersticiales están ocupados por cuarzo tardío. Lámina 86814.

B) Detalle de un nódulo intersertal ocupado por egirina (EG) y ferri-clinoholmquistita sódica (FCHS) (reemplazando parcialmente a la anterior). Los espacios intersticiales están ocupados por cuarzo tardío (Q). Lámina 86814.

C) Nódulo intersertal ocupado originalmente por egirina, albita y magnetita. La egirina (EG) está parcialmente reemplazada por ferri-clinoholmquistita sódica (FCHS) y ambas por taeniolita (TAEN). piroxénica egirínica, con la aparición sucesiva de egirina (verde), FCHS (tonos azules) y finalmente taeniolita (tonos naranjas).

D) Cristales feldespáticos, plagioclasa (PLG) y microclina (MC), fuertemente deformados flotando sobre una matriz granoblástica de plagioclasa de grano muy fino (textura manto-núcleo). En los mantos (MTO) plagioclásicos se desarrolla un anfíbol hastingsíticos (HS) de grano fino-muy fino y tendencia poiquiloblástica. Muestra J34f2.

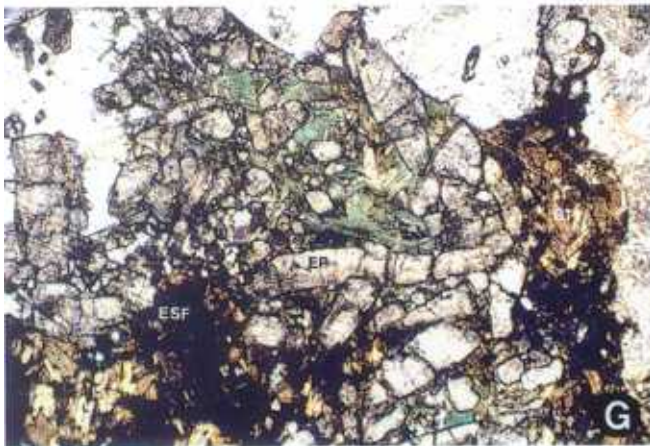
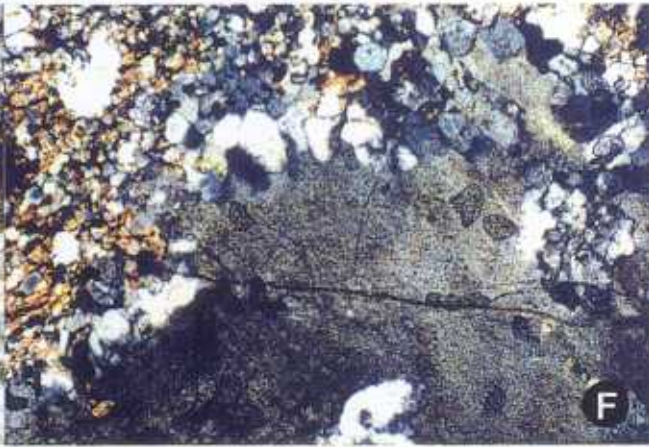
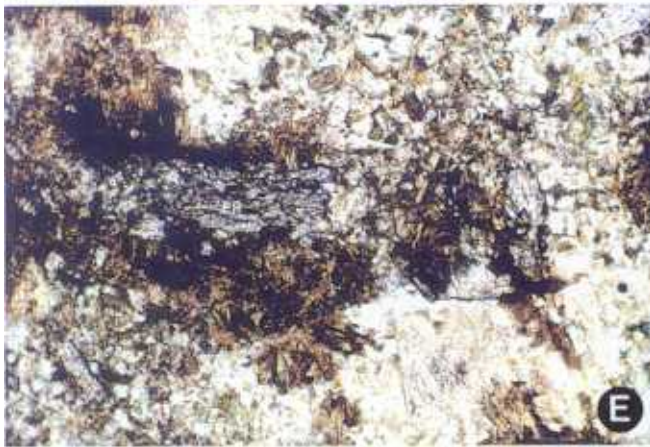
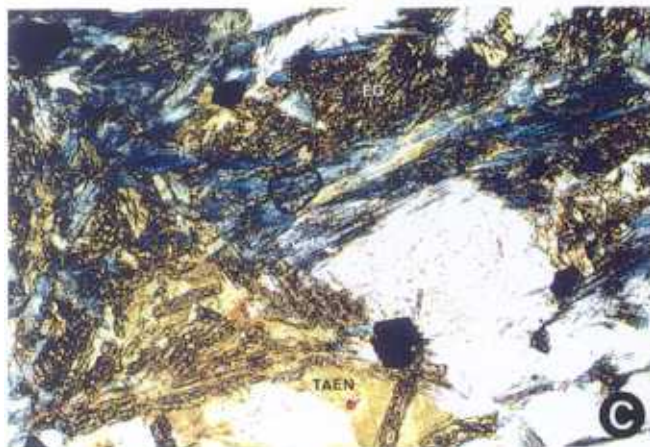
E) Nódulo intersertal en origen, con biotita y epidota, fuertemente retocado por la etapa de recrystalización dinámica. La epidota (EP) aparece desestabilizada y la zona biotítica tiende a ser reemplazada por una simplectita de plagioclasa-biotita (PLG-BT). Muestra J83b.

F) Detalle del reemplazamiento de una microclina (núcleo) por un manto de plagioclasa, que en los bordes presenta mirmequitas. Muestra J34f2.

G) Nódulo intersertal formado por biotita (BT), epidota (EP) y esfena (ESF) parcialmente cloritizado (CTA). Nótese las inclusiones de epidota en los bordes recrecidos de la albita (AB). Muestra J135.

H) Nódulo intersertal formado por un agregado de anfíbol hastingsítico y albita afectado, junto al entorno albitico, por un proceso tardío de microclinización penetrativa. Muestra J121a.







## LAMINA IV

A) Reemplazamiento masivo de microclina (MC) fuertemente deformada (extinción parcheada) por plagioclasa mirmequítica (PLG). Retardo  $1/4\lambda$ . Muestra J135.

B) Proceso de microclinización penetrativa de una plagioclasa. Muestra J37h2.

C) Nódulo intersertal en una episienita anfibólica cloritizada. Formado por albita (AB), clorita (CTA), epidota (EP) y ferrohornblenda (FEHB), estos dos últimos presentan relaciones mutuas de desequilibrio, a favor del anfíbol. Los bordes observados en la albita lateral son zonados de recrecimiento. Por otra parte, la continuidad óptica observada en el cristal inferior derecha con la albita del nódulo se debe a procesos de coalescencia, junto a albitización, asociados a los procesos de cloritización. El nódulo está parcialmente microclinizado (MC). Muestra J130a.

D) Aspecto microscópico de la reconstrucción mineral por recalentamiento de una episienita piroxénica. Véase las claras texturas en enrejado de la microclina recristalizada y la preservación de las texturas originales del reemplazamiento de microclina por oligoclase (OLG). Muestra 88166.

E) Aspecto de la reconstrucción por calentamiento de una plagioclase, donde ha desaparecido toda evidencia de deformación. Muestra 88166.

F) Plagioclase con antiguas bandas de segregación totalmente reconstruida durante la alteración clorítica. Tanto la banda, como los laterales están en continuidad óptica. Retardo  $1/4\lambda$ . Muestra JM116.

G) Aspecto de un agregado intersticial de máficos en una episienita clorítica. Mientras que la epidota se conserva con las mismas características que se observaba en la fotografía H de la anterior lámina, el resto del espacio está ocupado por clorita, con relaciones de avance sobre la plagioclase lateral, fuertemente turbia. La albita está parcialmente microclinizada. Muestra J25b2.

H) Aspecto microscópico del límite episienita-granitoide. Se puede observar el recrecimiento de una plagioclase con macla polisintética a favor de cuarzo, así como la desaparición de este a favor de un agregado microcristalino de plagioclase, biotita y anfíbol. Retardo  $1/4\lambda$ . Muestra J83h2.



